

UNIVERSIDAD CATOLICA DE VALPARAISO
FACULTAD DE RECURSOS NATURALES
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

ESTUDIO DE FUENTES DE TSUNAMIS Y
DE TERREMOTOS: APLICACION EN EL
NORTE DE CHILE Y SUR DE PERU

TESIS PARA OPTAR
AL TITULO DE
OCEANOGRFO

JUAN DIAZ NAVEAS
1992

Al presentar esta Tesis como complemento parcial de los requisitos para la obtención del Título Profesional de Oceanógrafo, autorizo para que la Biblioteca disponga libremente de ésta para inspección y consulta. Autorizo, además, su reproducción parcial o total solamente con propósitos académicos. Su reproducción para propósitos comerciales o fines de lucro no podrá ser hecha sin la autorización expresa del autor.

Firma:

J. Díaz N.

Fecha:

17 / 12 / 1992

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud al Sr. Emilio Lorca, mi Profesor Guía, quien aportó con toda su experiencia y mucho de su tiempo en el desarrollo de esta tesis.

Igualmente debo un gran reconocimiento al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile en la persona de Sergio Barrientos, mi Profesor Co-Guía, quien me proporcionó el tema que he desarrollado en esta tesis, y a través de quien también recibí apoyo económico de FONDECYT. Del mismo Departamento debo agradecer al Sr. Edgar Kausel sus valiosos comentarios y aclaraciones; a los Srs. Luis Alvear y Héctor Massone, quienes retransmitían a través de la red computacional todos los mensajes que nos mandábamos con el Sr. Sergio Barrientos, mientras éste se encontraba en E.E.U.U.. También, no puedo dejar de retribuir a la Bibliotecaria del Departamento, Srta. Gladys Monardes Osorio, por su excelente disposición en cada una de las incontables oportunidades que requerí más de alguna referencia de la biblioteca que dirige.

Debo agregar que la experiencia y los conocimientos adquiridos gracias a mis Profesores Guía y Co-Guía, y a don Esteban Morales se proyectan, ciertamente, más allá del ámbito de la tesis misma.

Agradezco, además, al Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, institución que facilitó desinteresadamente una serie de equipos computacionales que me permitieron procesar una gran cantidad de información. En particular, debo agradecer al Sr. Eduardo Aravena, quien adaptó los programas computacionales de digitalización de datos batimétricos, a la Bibliotecaria, Sra. Alexandra Smith, por su inapreciable voluntad para atender cada una de las consultas que efectué, y al Sr. Leopoldo Toro por sus excelentes figuras de las sección 5.2.

Debo reconocer, además, a cada una de las personas que me facilitaron sus computadores personales en distintas etapas de la tesis: a Ximena Jara, a mi tío, Carlos Naveas, y a los Profesores de mi Escuela, Srs. Sergio Salinas y Boris Ramírez.

Los datos de nivel del mar del puerto de San Francisco, que aparecen en las secciones 3.2.1 y 3.2.2, fueron proporcionados por Michael Kouzach de la NOAA.

Finalmente, agradezco a todos quienes contribuyeron de alguna u otra forma en este estudio.

RESUMEN

La zona sur de Perú y norte de Chile (15° – 24° S) se ha visto históricamente afectada por una serie de terremotos de gran magnitud acompañados de tsunamis destructivos. Los últimos dos eventos tuvieron lugar en 1868 y 1877, es decir, hace más de 100 años. De acuerdo con diversos estudios, la probabilidad de recurrencia de eventos similares en un futuro cercano es muy variable (0.1%–91%), pero no por ello es definitivamente baja.

Mediante diagramas de refracción inversa se localizó los extremos de las áreas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877; que, junto a las bandas de máxima profundidad de acoplamiento sísmico estimadas por Tichelaar y Ruff (1991) y la ubicación del eje de la fosa, permitieron estimar la extensión de las zonas de ruptura de los respectivos terremotos. Con ayuda de leyes de escalamiento se calculó las dislocaciones medias, momentos sísmicos y magnitudes. Estos parámetros permitieron alimentar un modelo de dislocación para computar el campo de desplazamientos verticales superficiales asociado a cada uno de los sismos. Con estos desplazamientos, por último, se estimó la energía de los tsunamis. Se consideró en todos los cálculos dos valores para la profundidad (h) del borde superior de las fallas activadas por estos terremotos: menos de 1 km y 5 km.

Para el evento de 1868 se obtuvo una longitud del área fuente del tsunami de 680 km, un ancho de la zona de ruptura de entre 135 y 150 km, una dislocación media en la falla de 13.5 m y una magnitud del sismo de 9.0, lo que equivale a una energía de 2.0×10^{18} J. Los hundimientos máximos fueron de 2.2 m; y los alzamientos máximos tuvieron un promedio de 5.0 m. La energía del tsunami se estimó en unos 4.1×10^{15} J.

Para el evento de 1877, la longitud de la fuente del tsunami se estimó en 510 km, el ancho de la zona de ruptura fluctuó entre 135 y 150 km, la dislocación media en la falla fue de 10.2 m y la magnitud del sismo fue de 8.9, equivalente a una energía de 1.4×10^{18} J. Los hundimientos máximos fueron de 1.6 m; y los alzamientos máximos tuvieron un promedio de 3.8 m. La energía del tsunami fue estimada en aproximadamente 1.7×10^{15} J.

Las estimaciones de las longitudes de las áreas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877 son significativamente más grandes que las estimaciones hechas por

otros autores con mapas de isosistas. Por ello, las magnitudes de los terremotos son algo mayores también.

Se observa una serie de coincidencias entre las zonas de ruptura obtenidas y algunos rasgos tectónicos de la región. Los resultados arrojan, también, discrepancias y concordancias con algunos modelos conceptuales de la tectónica en zonas de subducción.

No fue posible investigar la propagación de estos tsunamis, desde sus fuentes hacia la costa, porque se llegó al convencimiento que la metodología de los diagramas de refracción no es aplicable en los casos en que la ruptura abarca no sólo el fondo oceánico, sino también parte de tierra firme, como fue en los casos estudiados.

CONTENIDOS

1. INTRODUCCION	1
1.1 TSUNAMIS	1
1.2 PROPOSITO DE LA TESIS	5
1.3 ESTRUCTURA DE LA TESIS	6
2. REVISION DE CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS.....	8
2.1 SISMOLOGIA	8
2.1.1 Elasticidad: Ley de Hooke	8
2.1.2 Fallas	10
2.1.3 Campo de Desplazamientos Asociados Dislocaciones	14
2.1.4 ¿Qué es un Sismo?	16
2.1.5 Clasificación de los Sismos Según su Génesis	16
2.1.6 Definiciones Generales	17
2.1.7 Clasificación de los Sismos Según su Profundidad Focal.....	18
2.1.8 Intensidad Sísmica	18
2.1.9 Isosistas	20
2.1.10 Momento Sísmico y Magnitud	20
2.1.11 Causas de los Terremotos Superficiales	21
2.1.12 Mecanismos de Foco de Terremotos	23
2.1.13 Sismicidad: Zona de Wadati-Benioff	24
2.1.14 Brechas Sísmicas y Potencial Sísmico	28
2.2 TSUNAMIS	31
2.2.1 Etapas de un Tsunami	31
2.2.2 Efectos de los Tsunamis en la Cuenca del Pacífico.....	33
2.2.3 Generación de Tsunamis	35
2.2.3.1 Investigación Básica	35
2.2.3.2 Modelos Clásicos y de Modos Normales	39

3. ANTECEDENTES	41
3.1 ANTECEDENTES TECTONICOS	41
3.1.1 Marco Geofísico Regional	41
3.1.2 Acoplamiento Sísmico en la Zona de Subducción del Norte de Chile	57
3.1.3 Elementos Tectónicos de la Fosa Perú-Chile.....	62
3.1.4 Provincias Estructurales de la Fosa Perú-Chile.....	68
3.1.5 Relación Entre Estructuras Geológicas Costa Afuera y Tierra Adentro en la Provincia del Norte de Chile (18°-23°S)	79
3.1.4 Comparación de la Provincia del Norte de Chile (18°-23°S) con Otras Zonas de Subducción	81
3.2 SISMOS Y TSUNAMIS HISTORICOS EN EL SUR DE PERU-NORTE DE CHILE	89
3.2.1 Introducción	89
3.2.2 Terremoto y Tsunami del 13 de Agosto de 1868.....	91
3.2.3 Terremoto y Tsunami del 9 de Mayo de 1877	99
3.3 POTENCIAL SISMICO EN EL SUR DE PERU-NORTE DE CHILE	104
 4. METODOLOGIA	 105
4.1 INTRODUCCION	109
4.2 DATOS UTILIZADOS	109
4.2.1 Estimación de los Tiempos de Viaje de los Tsunamis Mediante Modelos de Regresión	109
4.2.2 Banda de Confianza para los Tiempos de Viaje de los Tsunamis.....	121
4.2.3 Construcción de Grillas Batimétricas.....	123
4.3 DIAGRAMAS DE REFRACCION	131
4.3.1 Diagramas de Refracción Inversa	131
4.3.2 Diagramas de Refracción Directa	131
4.3.3 Programa de Construcción de Diagramas de Refracción	132
4.3.4 Experimentos de Prueba del Programa de Refracción con Batimetría Sintética	140

4.4	ESTIMACION DE ALGUNOS PARAMETROS MEDIANTE LEYES DE ESCALAMIENTO	149
4.5	CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES ASOCIADOS A LOS SISMOS	151
4.6	ENERGIA DE LOS TSUNAMIS	154
5.	RESULTADOS	156
5.1	ESTIMACIONES DE LOS TIEMPOS DE VIAJE DE LOS TSUNAMIS DE 1868 Y 1877	156
5.1.1	Introducción	156
5.1.2	Evento del 13 de Agosto de 1868	156
5.1.2.1	Análisis de Regresión de la Hora del Sismo de 1868	156
5.1.2.2	Análisis de Regresión de la Hora del Tsunami de 1868	158
5.1.3	Evento del 9 de Mayo de 1877	162
5.1.3.1	Análisis de Regresión de la Hora del Sismo de 1877	162
5.1.3.2	Análisis de Regresión de la Hora del Tsunami de 1877	163
5.2	DIAGRAMAS DE REFRACCION INVERSA	167
5.2.1	Introducción	167
5.2.2	Diagramas de Refracción Inversa del Tsunami de 1868	168
5.2.3	Diagramas de Refracción Inversa del Tsunami de 1877	170
5.3	ESTIMACIONES DE PARAMETROS DE LAS FUENTES DE LOS TERREMOTOS Y TSUNAMIS DE 1868 Y 1877 MEDIANTE LEYES DE ESCALAMIENTO	174
5.3.1	Estimaciones de las Longitudes de las Zonas de Ruptura y de las Dislocaciones Medias Cosísmicas	174
5.3.2	Estimaciones de los Anchos de las Zonas de Ruptura	175
5.3.3	Estimaciones del Momento Sísmico y de la Magnitud	175
5.4	CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES	176
5.5	ENERGIA DE LOS TSUNAMIS	193

6. DISCUSIONES.....	194
6.1 TIEMPOS DE VIAJE DE LOS TSUNAMIS	194
6.2 DIAGRAMAS DE REFRACCION INVERSA	195
6.3 LOCALIZACION DE LAS FUENTES DE LOS TSUNAMIS OBTENIDAS CON LOS TIEMPOS DE VIAJE DEL TSUNAMI "ESPERADOS" EN RELACION CON RASGOS TECTONICOS	196
6.4 PARAMETROS DE LAS FUENTES SISMICAS Y DE LOS TSUNAMIS	199
6.5 CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES.....	201
6.6 ENERGIA DE LOS TSUNAMIS	203
 7. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS PARA FUTURAS INVESTIGACIONES	204
7.1 CONCLUSIONES.....	202
7.2 SUGERENCIAS PARA FUTURAS INVESTIGACIONES	206
 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	207
 ANEXO	228
A.1 TABLAS DE EFECTOS DE LOS TSUNAMIS DE 1868 Y 1877.....	228
Tabla A.1.1 Efectos en Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868	228
Tabla A.1.2 Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868	229
Tabla A.1.3 Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 13 de agosto de 1868	230
Tabla A.1.4 Efectos en Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877.....	230
Tabla A.1.5 Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877	232
Tabla A.1.6 Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 9 de mayo de 1877.....	233

A.2 LISTADOS DE PROGRAMAS	234
A.2.1 Programa "INTER2D"	234
A.2.2 Programa "ENTRADA"	245
A.2.3 Programa "RAYOS"	249
A.2.4 Programa "UXYZ"	263
A.2.5 Programa "ETSUN"	272
A.3 EJEMPLOS DE SALIDAS DE ALGUNOS PROGRAMAS	276
A.3.1 Salida del programa "INTER2D"	276
A.3.2 Salida del programa "ENTRADA"	277
A.3.3 Salidas del programa "RAYOS"	279
A.3.3.1 Salida a través de la "Unidad 4"	279
A.3.3.2 Salida a través de la "Unidad 11"	290

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1.1	Fuentes de tsunamis destructores en los últimos 100 años en la cuenca del Pacífico.....	4
Fig. 2.1.1	Relación entre el esfuerzo y la deformación en un sólido	9
Fig. 2.1.2	Esquema de una falla	9
Fig. 2.1.3	Esquema de los diversos tipos de fallamiento, según su génesis	11
Fig. 2.1.4	Dos tipos de falla de rumbo: (a) falla transcurrente; (b) falla transformante.....	13
Fig. 2.1.5	Esquema del modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971)	15
Fig. 2.1.6	Area de precursores y réplicas del sismo del 3 de marzo de 1985.....	19
Fig. 2.1.7	Curvas isosistas del terremoto del 3 de marzo de 1985.....	19
Fig. 2.1.8	Ilustración de la teoría del rebote elástico en las fuentes sísmicas	22
Fig. 2.1.9	Soluciones de mecanismos de foco	25
Fig. 2.1.10	Dirección del primer movimiento del suelo alrededor de un cizallamiento horizontal.....	25
Fig. 2.1.11	Distribución mundial de todos los epicentros de sismos ocurridos en el período 1961–1967, que fueron reportados por el U. S. Coast and Geodetic Survey	26
Fig. 2.1.12	Secciones transversales compuestas de hipocentros de terremotos (zonas de Wadati–Benioff)	27
Fig. 2.2.1	Diagrama esquemático, que ilustra las definiciones de “inundación” y “run-up”.....	32
Fig. 2.2.2	Relación entre la magnitud y profundidad focal de terremotos tsunamigénicos en Japón.....	38
Fig. 2.2.3	Relación entre la magnitud de tsunamis, m , y profundidad del fondo marino, h , de los epicentros de los terremotos asociados, para eventos ocurridos en Japón	38

Fig. 3.1.1	Mapa de sismicidad de Sudamérica occidental	44
Fig. 3.1.2	Mapa que muestra los contornos de profundidad hipocentral a la parte superior de la zona sísmica inclinada de Sudamérica occidental.....	44
Fig. 3.1.3	Sección transversal compuesta de la sismicidad en el centro y norte de Perú.....	45
Fig. 3.1.4	Sección transversal compuesta de la sismicidad en el sur de Perú	46
Fig. 3.1.5	Secciones transversales que muestran segmentos de zonas sísmicas de Perú y Chile.....	47
Fig. 3.1.6	Mapa de sismicidad de Perú	48
Fig. 3.1.7	Mapa que muestra las localizaciones y límites de secciones sísmicas de Perú y Chile.....	48
Fig. 3.1.8	Subdivisión paleomagnética de la zona de subducción de Sudamérica entre los 5° y los 46°S	49
Fig. 3.1.9	Dos secciones transversales que muestran la geometría de la placa de Nazca descendente y la placa continental de Sudamérica.....	49
Fig. 3.1.10	Sección transversal esquemática de la región antearco.....	54
Fig. 3.1.11	Variaciones tectónicas a lo largo de la fosa de Japón	55
Fig. 3.1.12	Comparación regional del largo promedio de cuencas y terrazas del talud superior con la máxima longitud de zonas de ruptura de terremotos.....	56
Fig. 3.1.13 a)	Ancho estimado de la interfase a lo largo de Sudamérica occidental.....	59
Fig. 3.1.13 b)	Zonas de ruptura de terremotos superficiales entre 1900 y 1971 y brechas sísmicas a lo largo de Sudamérica occidental	59
Fig. 3.1.14	Representación esquemática de la zona de acoplamiento sísmico	60
Fig. 3.1.15	Vista lateral del área de interfase entre las placas oceánica y continental de la litósfera, en una zona de subducción	61
Fig. 3.1.16	Acoplamiento sísmico en el norte de Chile	60

Fig. 3.1.17	Figura resumen de los resultados de Tichelaar y Ruff (1991). La figura muestra la profundidad máxima de acoplamiento sísmico a lo largo de la zona de subducción chilena61
Fig. 3.1.18	Perfil de máximas profundidades del eje de la fosa a lo largo de la fosa Perú-Chile63
Fig. 3.1.19	Rasgos regionales de la placa de Nazca64
Fig. 3.1.20 a)	Perfiles batimétricos seleccionados a través del margen continental y fosa de Perú y Chile (4.67°–21.03°S)68
Fig. 3.1.20 b)	Perfiles batimétricos seleccionados a través del margen continental y fosa de Perú y Chile (22.21°–44.05°S).....69
Fig. 3.1.21	Perfiles batimétricos promedio para secciones de dos grados de ancho a lo largo del talud oceánico de la fosa de Perú-Chile70
Fig. 3.1.22	Perfiles batimétricos a través del margen del sur de Perú82
Fig. 3.1.23	Mapa tectónico de la región costera del sur de Perú y norte de Chile.....83
Fig. 3.1.24	Diagrama de bloque de rasgos estructurales subsuperficiales del recodo de Arica84
Fig. 3.1.25	Perfil de reflexión sísmica a través de una cuenca del margen continental del norte de Chile (~20.5°S).....84
Fig. 3.1.26	Perfiles de reflexión sísmica a través del margen continental del norte de Chile85
Fig. 3.1.27	Mapa de anomalías de gravedad de aire libre de la fosa de Perú-Chile desde los 17° a los 22°S.....86
Fig. 3.1.28	Anomalías magnéticas residuales del segmento del recodo de Arica de la fosa Perú-Chile y el margen continental.....87
Fig. 3.1.29	Perfil de reflexión sísmica a través de la fosa de Chile en los 39°S, demostrando el incremento progresivo hacia abajo en el desfase de las capas sedimentarias, encima de las fallas en escalón del basamento oceánico.....88
Fig. 3.2.1	Curvas isosistas del sismo del 13 de agosto de 186894
Fig. 3.2.2	Efectos macrosísmicos del terremoto del 13 de agosto de 186895

Fig. 3.2.3	Isosista VIII (escala de Mercalli modificada) indicando la zona del terremoto de 1868	96
Fig. 3.2.4	Registros del tsunami del 13 de agosto de 1868 obtenidos de los mareógrafos de Australia y de E.E.U.U	97
Fig. 3.2.5	Mareograma de Fort Point, San Francisco, mostrando la señal del tsunami de 1868	98
Fig. 3.2.6	Altura relativa del tsunami de 1868 en Fort Point, San Francisco, filtrada a distintas frecuencias de corte	98
Fig. 3.2.7	Curvas isosistas del sismo del 9 de mayo de 1877	100
Fig. 3.2.8	Isosista VIII (escala de Mercalli modificada) indicando la zona del terremoto de 1877	101
Fig. 3.2.9	Registros del tsunami del 9 de mayo de 1877 obtenidos de los mareógrafos de Australia y de E.E.U.U	102
Fig. 3.2.10	Mareograma de Fort Point, San Francisco, mostrando la señal del tsunami de 1877	103
Fig. 3.2.11	Altura relativa del tsunami de 1877 en Fort Point, San Francisco, filtrada a distintas frecuencias de corte	103
Fig. 4.2.1	Diagrama de flujo del programa INTER2D, que construye grillas batimétricas	125
Fig. 4.2.2	Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile (11°45'–15°15'S)	126
Fig. 4.2.3	Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile (14°45'–18°00'S)	127
Fig. 4.2.4	Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile (16°00'–21°15'S)	128
Fig. 4.2.5	Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile (20°45'–26°15'S)	129
Fig. 4.2.6	Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile (25°45'–30°06'S)	130
Fig. 4.3.1	Diagrama ilustrativo de los límites efectivos y ficticios utilizados en el programa de diagramas de refracción	138

Fig. 4.3.2	Diagrama de flujo del programa RAYOS, que construye diagramas de refracción	139
Fig. 4.3.3	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética semejando un fondo plano	142
Fig. 4.3.4	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de plano inclinado. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano.....	143
Fig. 4.3.5	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de plano inclinado. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.....	144
Fig. 4.3.6	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de escalón. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano.....	145
Fig. 4.3.7	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de escalón. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.....	146
Fig. 4.3.8	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de fosa. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano	147
Fig. 4.3.9	Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de fosa. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.....	148
Fig. 4.5.1	Diagrama de flujo del programa UXYZ, el cual construye grillas de los desplazamientos verticales (superficiales), producto de fallamiento de tipo inverso	153
Fig. 4.6.1	Diagrama de flujo del programa ETSUN, el cual calcula la energía de un tsunami a partir del campo de desplazamientos verticales superficiales.....	155
Fig. 5.1.1	Hora del sismo del 13 de agosto de 1868 reducida al meridiano de Arica.....	160
Fig. 5.1.2	Hora del tsunami del 13 de agosto de 1868 reducida al meridiano de Arica.....	160

Fig. 5.1.3	Horas del sismo y del tsunami del 13 de agosto de 1868 reducidas al meridiano de Arica.....	161
Fig. 5.1.4	Tiempo de viaje del tsunami del 13 de agosto de 1868	161
Fig. 5.1.5	Hora del sismo del 9 de mayo de 1877 reducida al meridiano de Pabellón de Pica	165
Fig. 5.1.6	Hora del tsunami del 9 de mayo de 1877 reducida al meridiano de Pabellón de Pica	166
Fig. 5.1.7	Horas del sismo y del tsunami del 9 de mayo de 1877 reducidas al meridiano de Pabellón de Pica	166
Fig. 5.1.8	Tiempo de viaje del tsunami de 1877	167
Fig. 5.2.1	Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 13 de agosto de 1868.....	168
Fig. 5.2.2	Interpretación de la Figura 5.2.1	169
Fig. 5.2.3	Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 9 de mayo de 1877	170
Fig. 5.2.4	Interpretación de la Figura 5.2.3	171
Fig. 5.2.5	Zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877.....	172
Fig. 5.2.6	Estimaciones de las ubicaciones y longitudes de las zonas de ruptura de los sismos de 1868 y 1877 según diversos autores	173
Fig. 5.4.1 a)	Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.5km).....	177
Fig. 5.4.1 b)	Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	178
Fig. 5.4.2 a)	Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.5km).....	179
Fig. 5.4.2 b)	Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	179

Fig. 5.4.3 a)	Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.5km).....	180
Fig. 5.4.3 b)	Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	181
Fig. 5.4.4 a)	Perfil de los desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (profundidad de enterramiento de la falla: 0.5km).....	182
Fig. 5.4.4 b)	Perfil de los desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	182
Fig. 5.4.5 a)	Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa (profundidad de enterramiento de la falla: 0.5km).....	183
Fig. 5.4.5 b)	Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	184
Fig. 5.4.6 a)	Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.1 km).....	185
Fig. 5.4.6 b)	Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0 km).....	186
Fig. 5.4.7 a)	Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.1 km).....	187

Fig. 5.4.7 b)	Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	187
Fig. 5.4.8 a)	Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 0.1 km).....	188
Fig. 5.4.8 b)	Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	189
Fig. 5.4.9 a)	Perfil de los desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (profundidad de enterramiento de la falla: 0.1 km).....	190
Fig. 5.4.9 b)	Perfil de los desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	190
Fig. 5.4.10 a)	Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa (profundidad de enterramiento de la falla: 0.1 km).....	191
Fig. 5.4.10 b)	Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa (profundidad de enterramiento de la falla: 5.0km).....	192

INDICE DE TABLAS

Tabla 2.2.1	Contenidos del archivo de datos de tsunamis de la cuenca del Pacífico34
Tabla 2.2.2	Distribución de tsunamis ocurridos desde 1900 al presente clasificados según región de generación.....34
Tabla 3.1.1	Algunas características de la zona de Wadati-Benioff bajo Perú y Chile.....43
Tabla 3.1.2	Relaciones regionales entre longitudes de terrazas y largos de rupturas.....54
Tabla 3.1.3	Buzamientos de la zona de acoplamiento y profundidades de desacople en el margen continental de Chile.....58
Tabla 3.1.4	Areas de secciones transversales de sedimentos sobre los márgenes continentales de Perú y Chile y buzamientos promedio de la parte superior de la corteza67
Tabla 3.2.1	Terremotos tsunamigénicos del sur de Perú (15°-18°S)89
Tabla 3.2.2	Terremotos tsunamigénicos del norte de Chile (18°-25°S).....89
Tabla 3.2.3	Largo, ancho y dislocación promedio de la zona de ruptura del terremoto del 13 de agosto de 1868 según diversos autores.....93
Tabla 3.2.4	Largo, ancho y dislocación promedio de la zona de ruptura del terremoto del 9 de mayo de 1877 según diversos autores.....93
Tabla 3.3.1	Probabilidad condicional que ocurra un gran terremoto entre 1984 y 2004 en la Zona 9 (18°-24°S) y la Zona 10 (17°-18°S), en el supuesto que no ocurra uno antes de 1984. Análisis con: a) distribución Weibull, b) distribución Poisson, c) modelo determinístico106
Tabla 4.2.1	Datos históricos del terremoto y del tsunami del 13 de agosto de 1868113
Tabla 4.2.2	Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.....116

Tabla 5.1.1 a)	Resultados del modelo ajustado de la hora del sismo de 1868.....	156
Tabla 5.1.1 b)	Análisis de varianza para la regresión completa	157
Tabla 5.1.2 a)	Resultados del modelo ajustado de la hora del tsunami de 1868.....	158
Tabla 5.1.2 b)	Análisis de varianza para la regresión completa	158
Tabla 5.1.3	Horas del sismo y de llegada del tsunami (ajustadas, mínimas y máximas) y tiempos de viaje del tsunami (ajustados, mínimos y máximos) para localidades (latitudes) seleccionadas, en el evento del 13 de agosto de 1868	159
Tabla 5.1.4 a)	Resultados del modelo ajustado de la hora del sismo de 1877.....	162
Tabla 5.1.4 b)	Análisis de varianza para la regresión completa	162
Tabla 5.1.5 a)	Resultados del modelo ajustado de la hora del tsunami de 1877.....	163
Tabla 5.1.5 b)	Análisis de varianza para la regresión completa	163
Tabla 5.1.6	Horas del sismo y de llegada del tsunami (ajustadas, mínimas y máximas) y tiempos de viaje del tsunami (ajustados, mínimos y máximos) para localidades (latitudes) seleccionadas, en el evento del 9 de mayo de 1877.....	164
Tabla 5.3.1	Estimaciones de las longitudes de las zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877, en función del tipo de tiempo de viaje del tsunami utilizado para localizar sus extremos	174
Tabla 5.3.2	Estimaciones de parámetros de las fuentes sísmicas de los terremotos del 13 de agosto de 1868 y del 9 de mayo de 1877....	176
Tabla 5.5.1	Energía de los sismos y de los tsunamis del 13 de agosto de 1868 y del 9 de mayo de 1877	193
Tabla A.1.1	Efectos en Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868...	228
Tabla A.1.2	Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868	229
Tabla A.1.3	Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 13 de agosto de 1868	230

CONTENIDOS

Tabla A.1.4	Efectos en Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877	230
Tabla A.1.5	Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877.....	232
Tabla A.1.6	Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 9 de mayo de 1877.....	233

1. INTRODUCCION

1.1 TSUNAMIS

Varias definiciones han sido dadas del fenómeno tsunami. Algunas de éstas se transcriben a continuación:

“ ‘Tsunami’ es el nombre japonés para el sistema de ondas de gravedad del océano, que siguen a cualquier disturbio de la superficie libre, de escala grande y de corta duración.” (van Dorn, 1965)

“Tsunamis son las ondas de agua de gran longitud (con períodos en el rango de 5 a 60 minutos, o más largos), generadas, **impulsivamente**, por mecanismos tales como explosiones volcánicas en islas (ej.: Krakatoa, 1883); deslizamientos de tierra submarinos (ej.: Bahía de Sagame, Japón, 1933); caída de rocas a bahías o al océano (ej.: Bahía de Lituya, Alaska, 1958); desplazamientos tectónicos asociados con terremotos (ej.: tsunami de Alaska, 1964) y explosiones submarinas de dispositivos nucleares.” (Wiegel, 1970)

“Un tsunami es una serie de ondas oceánicas generadas por un disturbio **impulsivo** en el océano, o en un pequeño y conectado cuerpo de agua. Definido de este modo, el término incluye ondas generadas por desplazamientos abruptos del fondo oceánico, causados por terremotos, deslizamientos de tierra submarinos o de la línea de la costa, erupciones volcánicas y explosiones” (Lockridge, 1985).

Todas estas definiciones coinciden en el hecho que la generación de un tsunami es un proceso de corta duración (impulsivo), lo cual excluye, entre otros fenómenos, las mareas (van Dorn, 1965) y tempestades (Murty, 1977b). Además, existe consenso en que los más grandes tsunamis son causados por terremotos de gran magnitud, cuyos hipocentros son poco profundos y que provocan importantes deformaciones verticales en el fondo oceánico. El mecanismo de generación es esquemáticamente el que sigue. El desplazamiento (vertical) de un volumen de agua mueve la superficie del mar próxima al desplazamiento haciéndole perder el estado de semiequilibrio, conocido como nivel medio del mar (NMM). La acción de la perturbación vertical y la gravedad, al tratar de hacer volver la superficie a su estado de equilibrio, producen una onda que se propaga desde su área de generación

INTRODUCCION

al océano circundante. Esta onda es, precisamente, el tsunami, y la perturbación y la gravedad constituyen sus fuerzas perturbadora y restauradora, respectivamente. Eventualmente, el efecto de Coriolis también actúa como fuerza restauradora. Los tsunamis viajan con gran rapidez, pudiendo cruzar el Océano Pacífico en menos de un día.

Los terremotos "tsunamigénicos" usualmente están asociados a zonas de subducción. Dado que muchas zonas de subducción se encuentran bordeando la cuenca del Pacífico, la gran mayoría de los tsunamis ha ocurrido en el Océano Pacífico. La Figura 1.1.1 muestra las fuentes de los tsunamis ocurridos en los últimos 100 años. Las fuentes tienden a agruparse en regiones bien definidas: América del Sur y Central, Alaska, Islas Aleutianas, Península de Kamchatka, Islas Kuriles, Japón y el Pacífico Suroeste.

Una manera de clasificar los tsunamis es según si afectan sólo la región donde se generaron o si lo hacen también más allá de su fuente. Al respecto, anticipando la revisión del capítulo 2, un 90% de los tsunamis destructores poseen efectos sólo a escala regional y un 99% de las muertes debidas a tsunamis son locales respecto de las fuentes de los tsunamis. En particular, en la costa oeste de Sudamérica en los últimos 100 años, de 16 tsunamis destructores, 14 fueron de origen sudamericano (los otros dos corresponden a los tsunamis generados en Kamchatka, en 1952; y en Alaska, en 1964), y las 2618 muertes debidas a tsunamis lo fueron por eventos generados en Sudamérica.

No es posible evitar los tsunamis; y su predicción aún es muy incierta. Un medio del que se dispone actualmente es el examen y evaluación del grado de riesgo de tsunami que afrontan zonas específicas, y el uso de esa información para planificar la forma de hacer frente a los desastres antes que ocurran. Hacia tal fin, el programa de evaluación del riesgo que presentan los tsunamis tiene cuatro metas de largo plazo:

- Investigación y desarrollo: desarrollar herramientas para el estudio sistemático de la amenaza de los tsunamis.
- Educación: utilizar los resultados del estudio para sensibilizar a los habitantes de las zonas amenazadas y a sus líderes en cuanto a la naturaleza de su riesgo.
- Planificación: utilizar los resultados para ayudar a formular programas de ayuda

y evacuación en casos de desastre, planes de zonificación costera y criterios para el emplazamiento y construcción de las instalaciones.

- Aviso: utilizar los resultados para proporcionar antecedentes adicionales a las autoridades civiles que han de adoptar decisiones en tiempo real en situaciones de emergencia.

La meta última del programa es reducir el riesgo.

En el contexto de este programa, la presente tesis trata algunos aspectos de la etapa de "Investigación y Desarrollo".

Las metodologías empleadas son las que han utilizado intensivamente los investigadores japoneses para estudiar los tsunamis que han afectado su archipiélago. Así, por ejemplo, los diagramas de refracción inversa permitieron a Miyabe (1934) concluir que la fuente del tsunami de Sanriku de 1933 no era puntual, sino que correspondía a una extensa área. Esta área se comprobó después que, en general, era coincidente con la zona de ruptura de los terremotos tsunamigénicos. Los diagramas de refracción directa, en tanto, no sólo han permitido el estudio de la propagación de tsunamis y la amplificación de su altura en la costa, sino también el estudio de olas generadas por el viento.

Por otra parte, dentro de la teoría de elasticidad, el avance en el estudio de las dislocaciones permitió encontrar expresiones analíticas para computar los campos de desplazamientos, de deformaciones y de esfuerzos, como consecuencia de fallamientos como los que se producen durante un sismo. Con esta nueva herramienta se pudo simular los tsunamis con mayor propiedad que al suponer levantamientos uniformes.

En Chile, el estudio de los tsunamis mediante la metodología de los diagramas de refracción ha estado circunscrito a las memorias de título de Godoy (1975), Pilasi (1978), González (1985) y Sánchez (1986), principalmente. Estos trabajos se han referido a tsunamis hipotéticos y al tsunami del sur de Chile de 1960.

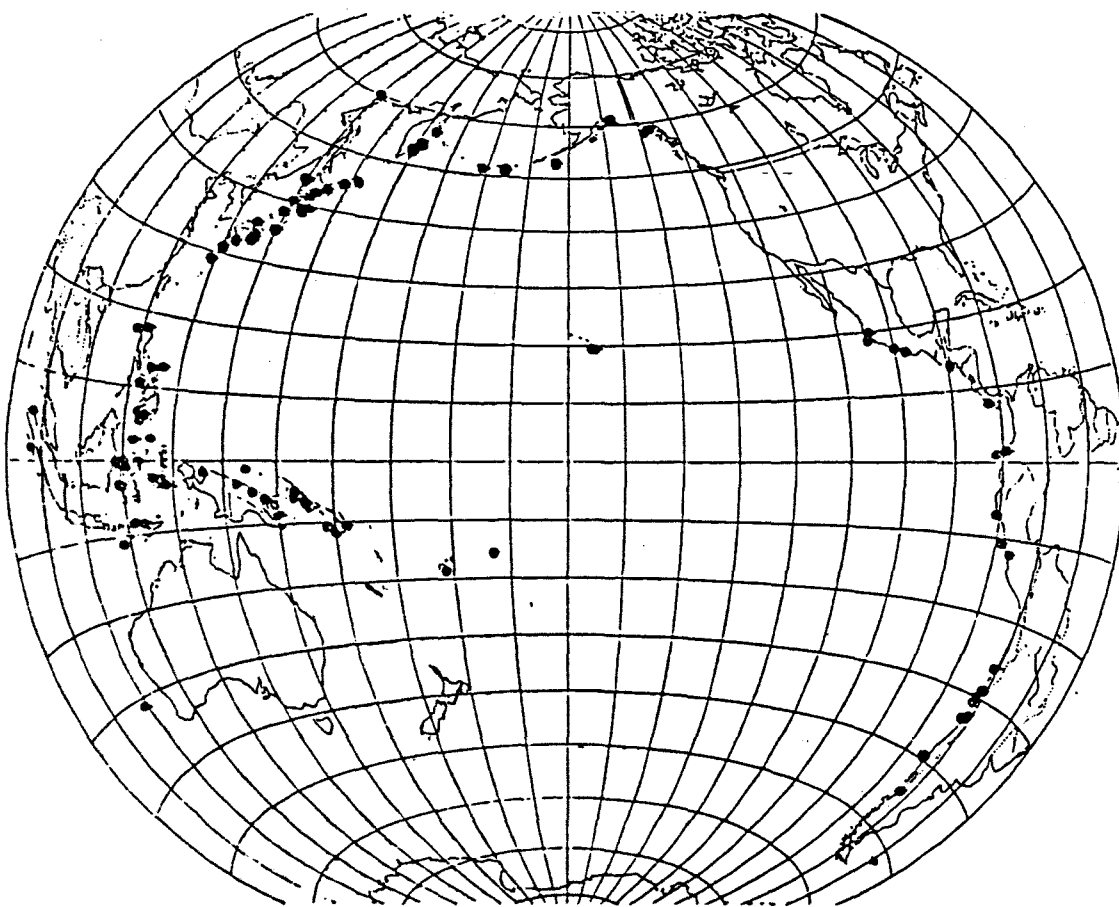


Fig. 1.1.1 Fuentes de tsunamis destructores en los últimos 100 años en la cuenca del Pacífico (tomado de Lander, 1985).

1.2 PROPOSITO DE LA TESIS

Los objetivos de esta tesis son los siguientes:

- Estudiar las fuentes de los terremotos y de los tsunamis ocurridos el 13 de agosto de 1868 y el 9 de mayo de 1877, en el sur de Perú y norte de Chile, mediante el uso de diagramas de refracción inversa, leyes de escalamiento y relaciones que permitan el cómputo del campo de desplazamientos asociados a estos eventos y las energías de los tsunamis.
- Describir, a mesoescala, la propagación de los tsunamis de 1868 y 1877, desde sus respectivas áreas de generación hasta las costas chileno-peruanas, mediante diagramas de refracción directa.

Es preciso aclarar de qué no trata y de qué trata esta tesis. Esta tesis no pretende predecir la ocurrencia de futuros terremotos tsunamigénicos. Aún cuando, como parte de la labor de recabar antecedentes, sea necesario tomar en cuenta los resultados de riesgo sísmico obtenidos por otros autores. La idea es delimitar las zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877, que corresponderían también a las zonas de ruptura de los terremotos que provocaron estos tsunamis. Con ayuda de leyes de escalamiento se persigue estimar determinados parámetros de estas fuentes. Con estas cantidades se alimentaría un *modelo de dislocación* para obtener el campo de desplazamientos verticales asociado a la ruptura de los terremotos. Tales campos de desplazamientos permiten, a su vez, estimar la energía de los tsunamis. Por otro lado, una vez determinados los bordes de las áreas de generación de los tsunamis se estudiaría la propagación de éstos a lo largo de la costa chileno-peruana. Utilizando la terminología de quienes estudian la estadística del oleaje, esta tesis no constituye un "forecast" de futuros tsunamis, sino un "hindcast" de los eventos de 1868 y 1877.

La elección de los eventos de 1868 y 1877 se debió a que:

- son los últimos terremotos tsunamigénicos de gran magnitud que han afectado al sur de Perú y norte de Chile;

- son los mejor documentados de la región;
- muchos autores creen que en un futuro cercano debieran repetirse, provocando cuantiosos daños; entonces, un mayor conocimiento de los eventos anteriores puede ser importante para tomar medidas más adecuadas en la mitigación de los efectos de los próximos terremotos y tsunamis.

Aunque ya se ha investigado acerca de la componente sísmica de estos eventos, poco se ha estudiado acerca de la naturaleza de los tsunamis que se generaron.

1.3 ESTRUCTURA DE LA TESIS

Este estudio está dirigido, en principio, a oceanógrafos. Dado que la generación de un tsunami, de lo que principalmente trata esta tesis, está estrechamente ligada a aspectos de índole tectónica y sismológica, la lectura de esta tesis se haría muy áspera si no se contara con un mínimo marco conceptual de la geofísica de la tierra sólida. El propósito del Capítulo 2 es el de nivelar a quien no posea este marco. En dicho capítulo se revisan, también, aspectos generales de la naturaleza de los tsunamis, en particular, su generación. El Capítulo 3 corresponde a los antecedentes, que se subdividieron en: (1) tectónica, (2) historia de terremotos tsunamigénicos, y (3) potencial sísmico de la región del Sur de Perú-Norte de Chile. La metodología es tratada casi *in extenso* en el Capítulo 4. Sólo se remitió al lector a otras fuentes bibliográficas en lo que concierne a los fundamentos de regresión estadística y resolución numérica de ecuaciones diferenciales ordinarias. El algoritmo utilizado en el programa que construye diagramas de refracción inversa está explicado en detalle. Los programas fueron diseñados del modo más estructurado posible. El programa INTER2D es menos estructurado, pues en su forma original fue tomado de una referencia; pero éste fue severamente modificado para hacerlo más ordenado, y para que tuviera mayor flexibilidad en el formato de salida. Los resultados (Capítulo 5) aparecen según el orden establecido en la metodología. Esto significa que aparecen los resultados de la primera etapa de la metodología para ambos eventos (1868 y 1877). Luego aparecen todos los resultados de la segunda etapa, y así sucesivamente. El mismo orden fue seguido en el Capítulo de Discusiones. Junto a las conclusiones, también se entregan sugerencias para futuras

INTRODUCCION

investigaciones. Las tablas de los anexos complementan la información de la sección 3.2.

Parte de las referencias bibliográficas presenta la leyenda: "citado, no visto". Esta leyenda se refiere a que, por ejemplo, determinadas figuras tomadas de algunos "papers" citan fuentes de información utilizadas en la confección de las mismas. Estas fuentes de información son las que aparecen, entonces, con dicha leyenda.

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

2. REVISION DE CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

2.1 SISMOLOGIA

2.1.1 Elasticidad: Ley de Hooke

Las placas que cubren la tierra tienden a comportarse como cuerpos elásticos; idealmente, como cuerpos elásticos lineales u obedeciendo la Ley de Hooke. Esto significa que mientras se les aplica un esfuerzo se deforman, y luego, al retirarles dicho esfuerzo recuperan totalmente su forma y tamaño originales. Más aún, la deformación del material es directamente proporcional, al menos dentro de cierto rango, al esfuerzo aplicado. Este rango está superiormente acotado por el límite elástico (Fig. 2.1.1). Pasado el límite elástico, un incremento en el esfuerzo aplicado produce una deformación inelástica, y, finalmente, una fracturación del cuerpo, que se conoce como punto de ruptura (Barrientos, 1980a). En términos matemáticos, la Ley de Hooke para sólidos elásticos lineales e isotrópicos se expresa como (Love, 1944):

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (2.1 \text{ a})$$

con:

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.1 \text{ b})$$

donde: σ_{ij} = tensor esfuerzo

e_{ij} = tensor deformación

$u_k = x_k - x_k' =$ vector desplazamiento

$x_k =$ vector posición

λ, μ = constantes de Lamé, que dan cuenta de la rigidez del sólido

$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{si } i=j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases}$ (delta de Kronecker)

$i, j, k = 1, 2, 3$

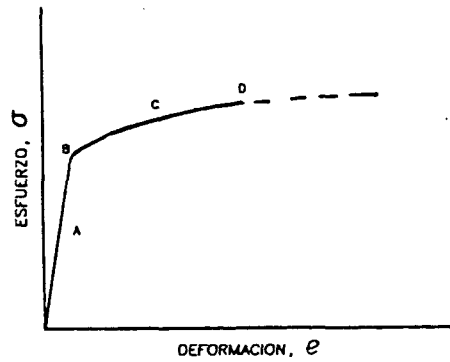


Fig. 2.1.1 Relación entre el esfuerzo (σ) y la deformación (ϵ) en un sólido. A: Rango elástico, B: límite elástico, C: rango inelástico, D: punto de ruptura.

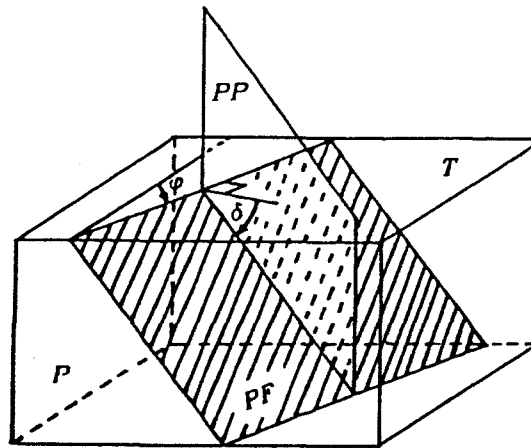


Fig. 2.1.2 Esquema de una falla. PF: plano de falla; PP: plano perpendicular al plano de falla; φ : rumbo de la falla; δ : manteo o buzamiento del plano de falla; P: piso de la falla; T: techo de la falla o bloque cabalgante.

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

2.1.2 Fallas

De acuerdo con Lahee (1961), una falla puede definirse como una fractura, a lo largo de la cual ha habido deslizamiento de las masas contiguas, una contra la otra. De este modo, puntos que antes estaban en contacto se han dislocado o desplazado a lo largo de la fractura. El fallamiento puede resultar de una compresión, tensión o torsión.

Según Billings (1972), las fallas son rupturas, a lo largo de las cuales las paredes opuestas se han movido la una con relación a la otra. La característica esencial es el movimiento diferencial (relativo), paralelo a la superficie de la fractura.

El rumbo de una falla, ϕ , es la dirección o ángulo, respecto del norte, de una línea horizontal en el plano de falla. El manto o buzamiento, δ , es el ángulo entre una superficie horizontal y el plano de falla; se mide en un plano vertical, cuyo rumbo es perpendicular a la falla (Billings, 1972). El bloque que está encima de la falla se llama techo; y el que está debajo, piso. Las fallas verticales (cuando $\delta=90^\circ$) no tienen ni techo ni piso (ver Fig. 2.1.2).

Las fallas se clasifican, genéticamente, según la naturaleza del movimiento relativo, a lo largo de la falla, en (Lahee, 1961; Billings, 1972):

- 1.- fallas de rumbo ("strike slip"): las que tienen deslizamiento neto a lo largo del rumbo de la falla (Fig. 2.1.3 b); muchas son verticales;
- 2.- fallas de manto o buzamiento ("dip-slip"): las que tienen deslizamiento neto a lo largo de la línea del buzamiento; estas se subdividen en:
 - a) fallas normales: aquéllas en que el techo ha ascendido, aparentemente, en relación con el piso (Fig. 2.1.3 c);
 - b) fallas inversas o de empuje ("thrust"): aquéllas en que el techo ha descendido, aparentemente, en relación con el piso (Fig. 2.1.3 d); y
- 3.- fallas oblicuas: las que tienen deslizamiento neto en cualquier dirección entre la línea de buzamiento y el rumbo de la falla (Fig. 2.1.3 e).

Algunas veces se usa el término bajocorrimiento para aquellas fallas inversas en las cuales el piso ha sido el elemento activo; mientras que sobrecorrimiento se usa para aquéllas, en las cuales el techo ha sido el elemento activo.

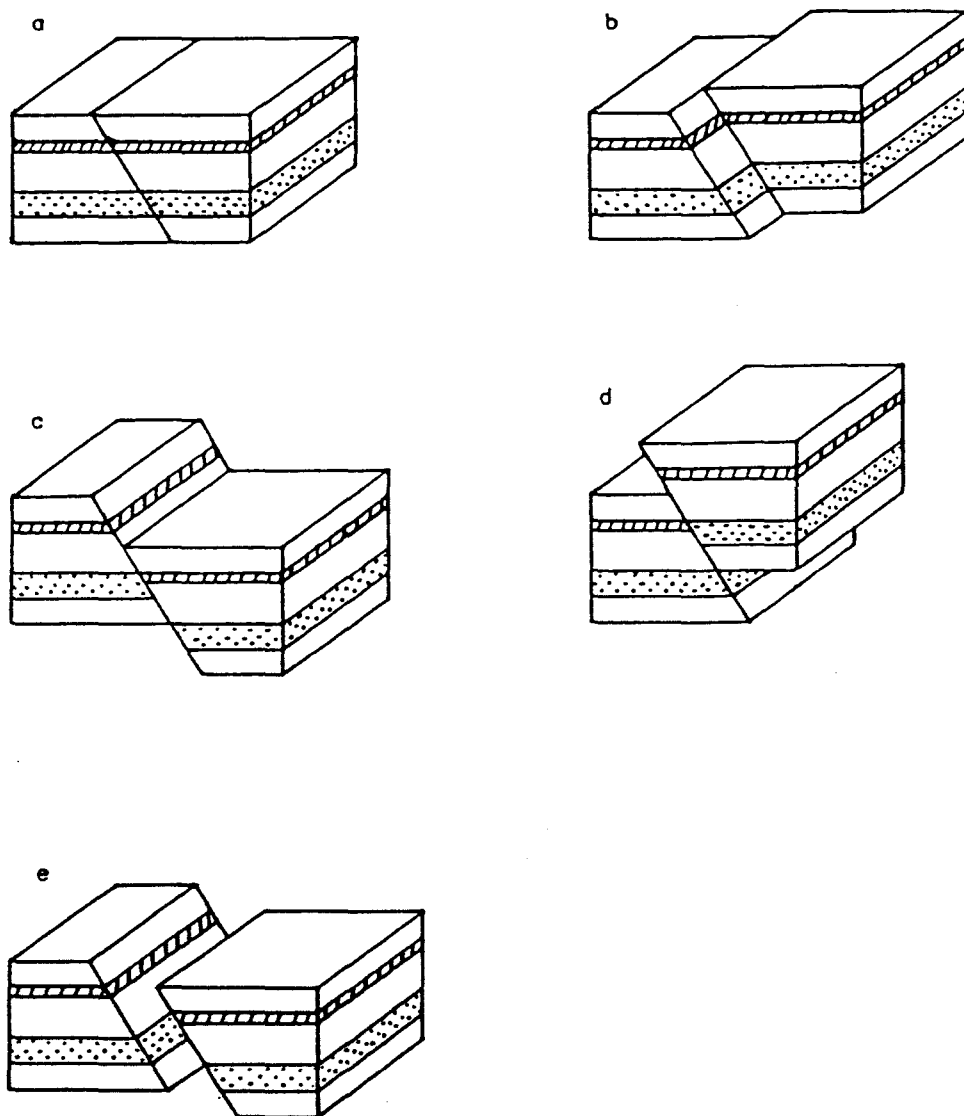


Fig. 2.1.3 Esquema de los diversos tipos de fallamiento, según su génesis. (a) Bloques separados por una falla, previo al deslizamiento relativo entre aquéllos; (b) falla de rumbo; (c) falla normal; (d) falla inversa; (e) falla oblicua.

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

Dentro de las fallas de rumbo se distinguen dos tipos: fallas transcurrentes y fallas transformantes o de transformación (ver Fig. 2.1.4). En una falla transcurrente (Fig. 2.1.4 (a)), los bloques de ambos lados de la falla se mueven en los sentidos de las flechas, lo cual provoca el desplazamiento de toda la estructura en cada uno de los lados de la falla, la cadena montañosa de la Figura 2.1.4 (a), por ejemplo. Este tipo de falla se observa muy a menudo en los continentes y sirvió como explicación convencional de los desplazamientos observados de bandas magnéticas y dorsales oceánicas. En la falla transformante (Fig. 2.1.4 (b)) el desplazamiento bb' de la dorsal mesooceánica, ab y $b'c$, aparentemente no difiere del desplazamiento producido por la falla transcurrente. Pero en la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, las dorsales mesooceánicas se contemplan como dinámicas y no estáticas, porque el nuevo fondo oceánico está constantemente manando y moviéndose en el sentido de las flechas. Si se acepta este concepto, resulta evidente que la falla transformante es completamente diferente de la falla transcurrente ordinaria. En primer lugar, en la falla transcurrente el desplazamiento BB' aumentará con el tiempo conforme prosiga la actividad del fallamiento; en cambio, si consideramos que los segmentos de la dorsal mesooceánica ab y $b'c$ producen fondo marino a la misma velocidad, el desplazamiento bb' no cambiará en absoluto. Además, el desplazamiento entre los bloques situados a cada lado de la falla se produce sólo a lo largo de la porción bb' ; fuera de bb' no se produce desplazamiento a lo largo de la falla. Esto tiene una importante implicación en sismología. Si los terremotos son debidos al desplazamiento entre los bloques situados en lados opuestos de una falla, se producirán a lo largo de toda la longitud, FF' , de la falla en el caso de la falla transcurrente (Fig. 2.1.4 (a)), pero sólo a lo largo de la longitud bb' , comprendida entre las dorsales, en la falla transformante (Fig. 2.1.4 (b)). Por otra parte, mientras el desplazamiento aparente del eje de la dorsal se da en el mismo sentido en cada tipo, el sentido real de movimiento a través de la falla es diferente. Si se trata de una falla transcurrente y un observador imaginario se encuentra de pie en el lado sur de la falla, la tierra del lado opuesto se mueve hacia su derecha. En cambio, si se trata de una falla transformante y el observador está de pie en el lado sur de la falla en el tramo comprendido entre las dorsales, la tierra del lado opuesto se mueve hacia su izquierda. Wilson (1965) descubrió que las fallas que generalmente seccionan dorsales mesooceánicas tenían que ser de tipo transformante. La Figura 2.1.4 (b) representa

una falla comprendida entre dos dorsales, pero también puede haber fallas entre una dorsal oceánica y una fosa, o entre dos fosas. Las zonas de fractura que separan dorsales desconectadas marcan la huella de fallas transformantes todavía activas. Más allá de las dorsales desconectadas, las zonas de fractura ya no son activas, sino que sólo son cicatrices que marcan la huella de lo que antes fueron fallas transformantes (Uyeda, 1980).

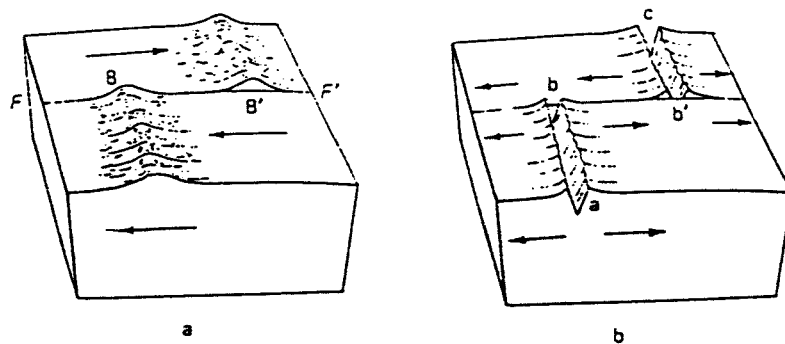


Fig. 2.1.4 Dos tipos de falla de rumbo: (a) falla transcurrente; (b) falla transformante.

2.1.3 Campo de Desplazamientos Asociados a Dislocaciones

Considérese un semiespacio sólido (el otro semiespacio puede ser aire o agua), homogéneo (de densidad uniforme), isotrópico, elástico (rige la Ley de Hooke), no deformado y en reposo. Supóngase, además, que hay una superficie abierta, Σ , completamente contenida en el sólido. Se define como dislocación a la discontinuidad de desplazamiento a través de un corte sobre Σ . Designando las dos caras del corte como Σ^+ y Σ^- , y denominando los correspondientes desplazamientos u_i^+ sobre Σ^+ y u_i^- sobre Σ^- , la dislocación se expresa como (Maruyama, 1963):

$$\Delta u_i = u_i^+ - u_i^-$$

El campo de desplazamientos resultante de una dislocación de este tipo viene dada por (Maruyama, 1963, 1964; Mansinha y Smylie, 1971):

$$u_i(X) = \int_{\Sigma} \Delta u_j(\Xi) \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^j(\Xi, X)}{\partial \xi_i} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j(\Xi, X)}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k(\Xi, X)}{\partial \xi_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \quad (2.2)$$

donde: $\Xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ define un punto sobre la superficie de falla, Σ ;

$X = (x_1, x_2, x_3)$ define un punto del semiespacio sólido ($x_3 \geq 0$);

$u_i(X)$ = desplazamiento en la dirección i , en el punto X ;

$u_i^j(\Xi, X)$ = componente i del desplazamiento en Ξ , debido a una fuerza puntual, de magnitud unitaria, aplicada en X , y actuando en la dirección j ;

ν_k = vector unitario, normal externo a la superficie Σ ;

λ, μ = constantes de Lamé.

Considérese ahora una falla que, además, sea rectangular, de largo L , ancho W , con un ángulo de buzamiento δ respecto de la horizontal, cuyo borde superior esté a una profundidad h de la superficie, y con $\lambda = \mu$. Supóngase, asimismo, que la dislocación $\Delta u_i = \Delta u$ es constante en toda la extensión de la falla, de magnitud \bar{U} y de dirección paralela a δ . Se define a λ como el ángulo de deslizamiento de la dislocación ("rake" o "slip"), en el plano de falla, y medido desde el eje horizontal (ver Fig. 2.1.5 a, b y c) (no confundir con λ , una de las constantes de Lamé). Si la dirección de Δu es perpendicular al rumbo de la falla (i.e., si $\lambda = 90^\circ$, lo que equivale a una falla de buzamiento), entonces (Mansinha y Smylie, 1971):

$$u_i = \mu \bar{U} \int_a^{a+W} \int_{-L/2}^{L/2} \left[2 \left(\sin \delta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \delta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi \quad (2.3)$$

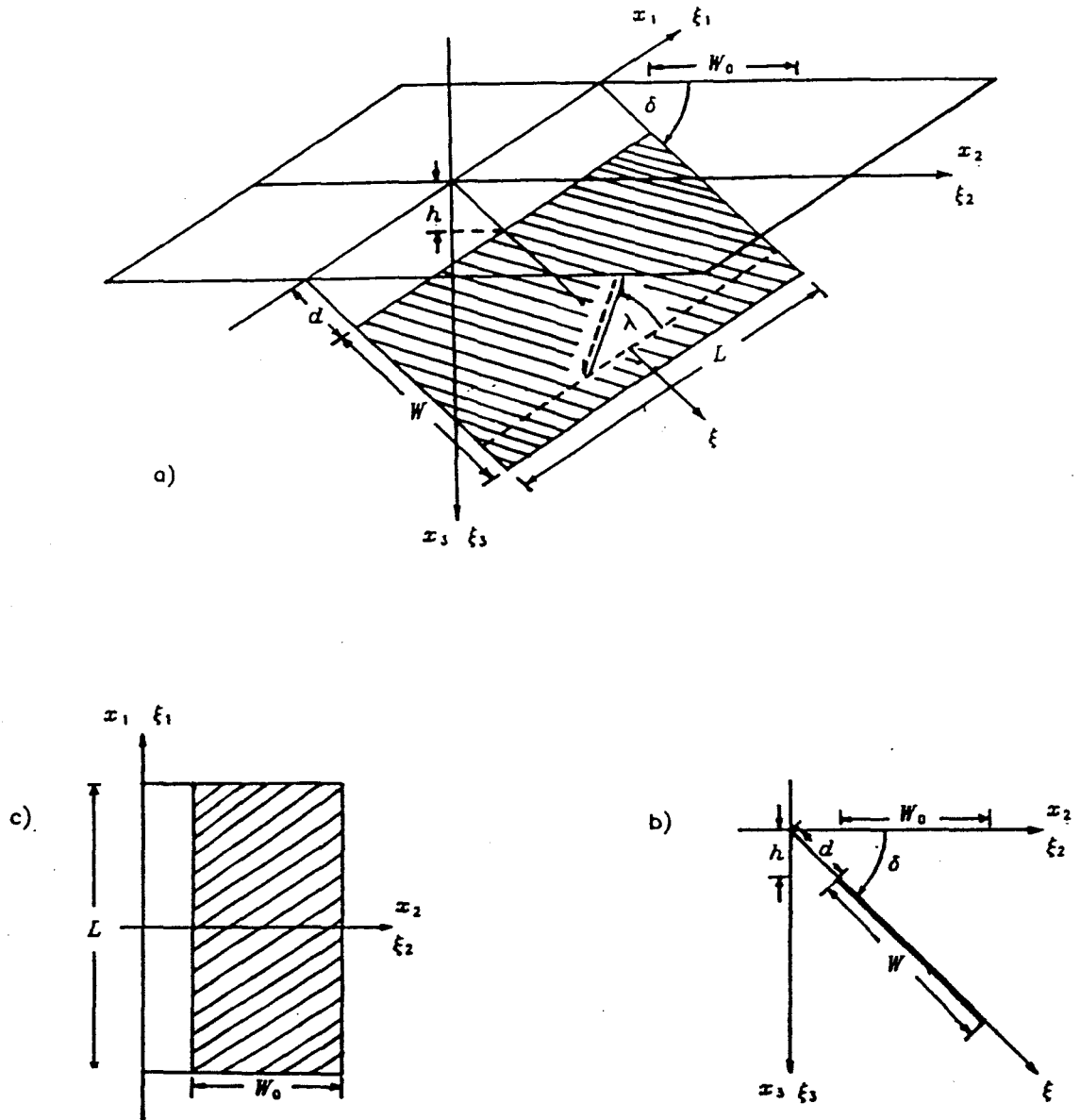


Fig. 2.1.5 Esquema del modelo de dislocación de Mansinha y Smylie (1971). (a) Vista en perspectiva; (b) vista lateral; (c) vista superior. L : largo de la falla; W : ancho de la falla; W_0 : proyección sobre la superficie del ancho de falla; h : profundidad de enterramiento de la falla; δ : manteo o buzamiento del plano de falla; λ : ángulo de deslizamiento de un bloque respecto del otro; $d=h/\cos\delta$.

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

Si, en cambio, la dirección de Δu es paralela al rumbo (i.e., si $\lambda=0^\circ$, lo cual equivale a una falla de rumbo), entonces (Mansinha y Smylie, 1971):

$$u_i = \mu \bar{U} \int_d^{d+W} \int_{-L/2}^{L/2} \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \delta + \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \delta \right] d\xi_1 d\xi \quad (2.4)$$

donde la falla rectangular se extiende sobre los dominios:

$-L/2 \leq \xi_1 \leq L/2$, $d \leq \xi \leq d+W$, con: $\xi = \xi_2/\sin \delta = \xi_3/\cos \delta$ y $d = h/\sin \delta$.

2.1.4 ¿Qué es un Sismo ?

Un temblor, sismo o terremoto es una perturbación repentina y pasajera, que se expresa como una serie de movimientos del subsuelo en una región limitada y que desde este lugar se extiende en todas direcciones en forma de ondas elásticas (sísmicas). Un sismo tiene un principio definido, continúa durante un cierto tiempo y después desaparece gradualmente (Howell, 1962).

2.1.5 Clasificación de los Sismos según su Génesis (Barrientos, 1980a)

- **Sismos tectónicos:** aquellos que están ligados a los procesos de deformación y movimiento de las placas que cubren la tierra.
- **Temblores volcánicos:** los que están asociados directamente al proceso magmático de un volcán.
- **Temblores producidos por derrumbes,** ya sea en cavernas, minas o en superficie (deslizamientos).
- **Caída de meteoritos** u otros objetos sobre la superficie de la tierra.
- **Temblores provocados por explosiones nucleares o descargas** de algún elemento explosivo.
- **Temblores causados por el paso de ondas marinas.**
- **Temblores asociados a actividades humanas.**

Todos los terremotos grandes registrados en la historia pertenecen al tipo de sismos tectónicos, a los cuales corresponden los eventos que se estudian en esta tesis. Cabe agregar, que para la mayoría de los sismos tectónicos superficiales (0 a

70 km de profundidad), el mecanismo de generación de ondas elásticas es una fractura o ruptura del material en toda una región. Esto significa que los esfuerzos aplicados superan el límite de ruptura del material en esa región, y ésta se fractura, produciéndose una dislocación, y este fallamiento es el que genera las ondas sísmicas.

2.1.6 Definiciones Generales

Foco o hipocentro: es el punto desde el cual se inicia la ruptura que se extenderá luego sobre toda una zona: la zona dislocada o de ruptura.

Epicentro (instrumental): es la proyección sobre la superficie de la tierra del foco o hipocentro. La zona en torno del epicentro es la que generalmente se ve más afectada por un terremoto.

Hora o tiempo origen: es el momento en que se produce la súbita relajación de esfuerzos, esto es, cuando se inicia la ruptura en el foco.

“Rise time”: tiempo que demora en completarse la ruptura en un punto determinado de la superficie de falla. Para un sismo de magnitud $M=8$ (véase sección 2.1.10) este tiempo es de 10–25 s (Kausel, 1992).

Tiempo de ruptura: tiempo que demora en completarse la ruptura, desde el inicio hasta el último punto rupturado. Si el largo de la falla es L , la velocidad con que se propaga la ruptura a lo largo de la falla es V , y la ruptura es unidireccional, el tiempo de ruptura es igual a L/V . Para $M=8$, $L=200$ km y $V=2.5$ km/s, el tiempo de ruptura es de 80 s (Kausel, 1992).

Réplicas: después que se produce un terremoto “grande” (sismo principal), es posible esperar que ocurran muchos sismos de menor “tamaño” (puede haber miles de ellos). A estos pequeños temblores se les denomina réplicas. Algunas series de réplicas duran largo tiempo, incluso superan el lapso correspondiente a un año (p. ej. para los eventos de Chile 1960 y Alaska 1964).

Zona de réplicas o área epicentral: es el área que cubren los epicentros de las réplicas, y sus dimensiones son una indicación del tamaño de la zona de ruptura asociada con el terremoto principal. Algunos investigadores estiman el tamaño de la zona de ruptura con las réplicas del (de los) primer(os) día(s), pues consideran que

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

las réplicas posteriores dan cuenta de la ruptura postsísmica, no directamente asociada al sismo principal (Kausel, 1992) (ver Fig. 2.1.6).

Precursores o premonitores: en ciertas ocasiones es posible observar algunos temblores pequeños con anterioridad al terremoto principal (p. ej. para el evento del 3 de marzo de 1985 en Chile). A éstos se les denomina precursores o premonitores (ver Fig 2.1.6). Sin embargo, éstos no suceden con la suficiente regularidad como para que puedan ser utilizados a modo de predecir terremotos grandes.

2.1.7 Clasificación de los Sismos Según su Profundidad Focal

(Howell, 1962)

Sismos superficiales o normales: son aquéllos cuya profundidad de foco está entre 0 y 70 km.

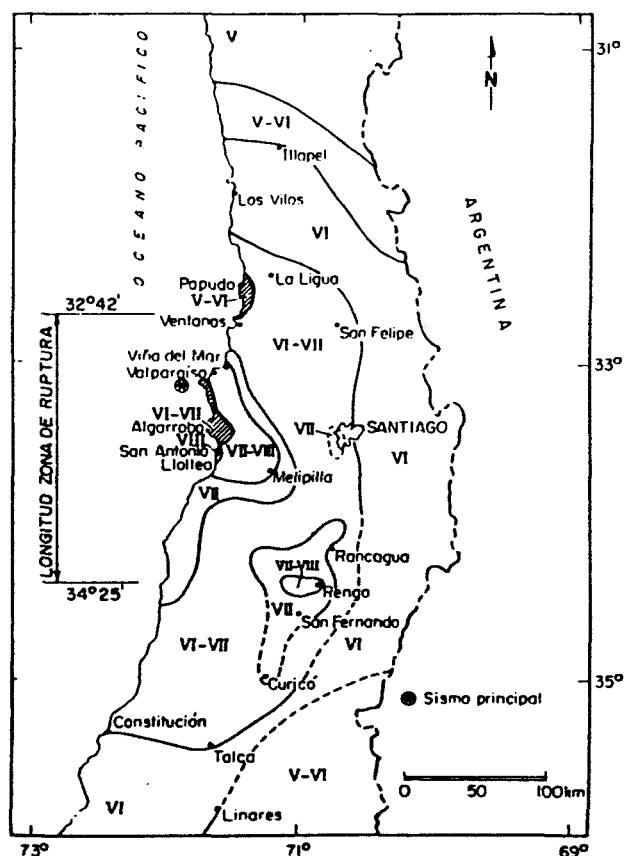
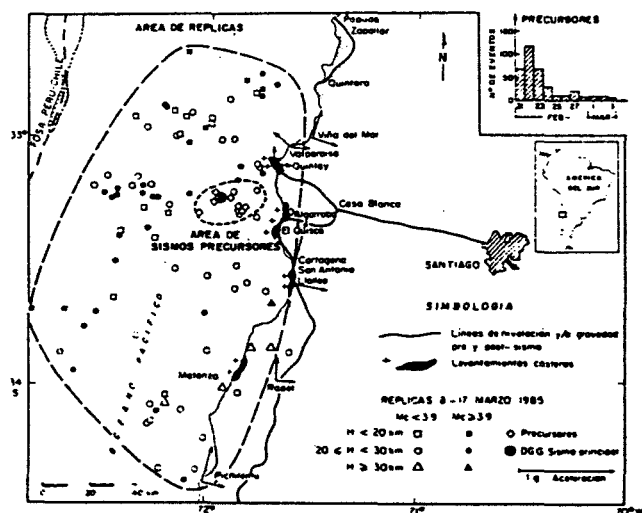
Sismos intermedios: aquéllos cuya profundidad focal fluctúa entre 70 y 300 km.

Sismos profundos: los que tengan profundidad focal superior a 300 km. Cabe consignar, eso sí, que no se han observado eventos sísmicos cuya profundidad sea mayor que 700 km.

Por cierto, los límites de 70 y 300 km representan sólo una referencia, y no son rígidos.

2.1.8 Intensidad Sísmica

La intensidad producida por un terremoto en un punto de la superficie de la tierra es, intuitivamente, la violencia o "fuerza" con que se siente en dicho punto. Físicamente, es la cantidad de energía sísmica (ondulatoria) que llega al punto en cuestión, por unidad de tiempo y por unidad de área (Alonso y Finn, 1976). Lo anterior implica que cuanto más alejado esté un observador de la fuente sísmica (en particular cuanto más profundo esté el foco), menor será la intensidad que percibirá.



CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

La medición de la intensidad, desde un punto de vista práctico, se basa en los efectos producidos por el temblor en edificaciones y en el terreno. Para estos efectos se han diseñado escalas cualitativas. La escala que actualmente se usa en Chile es la "Escala Modificada de Mercalli" (M.M.), creada por M.S. Rossi y F.A. Forel entre 1874 y 1878, corregida por G. Mercalli en 1888, y modificada por H.O. Wood y F. Neumann en 1931 (Howell, 1962). La escala de M.M. tiene 12 grados, usándose los números romanos del I al XII. Cada grado lleva una descripción de los efectos a los que corresponde (se trata, pues, de una escala muy similar en su concepción a la escala de vientos de Beaufort). Se debe tener presente que la intensidad no es una medida de la magnitud del sismo, sino del grado en que fue observado y de los destrozos causados. Por esta razón, resulta difícil, sino imposible, fijar valores de intensidad a regiones despobladas, o en el mar, que hayan sido afectadas por un terremoto (Howell, 1962).

2.1.9 Isosistas

Una vez conocida la intensidad producida por el terremoto en diferentes partes de una región, se pueden trazar curvas que unan los puntos de igual intensidad. Estas curvas se denominan isosistas. Alternativamente, se pueden definir y trazar las isosistas como aquellas curvas que separan los diferentes valores de intensidad (Howell, 1962). Este tipo de diagramas se llaman mapas isosísticos.

Las irregularidades de las isosistas pueden reflejar la orientación de la falla generadora del sismo, y pueden, también, dar antecedentes sobre variaciones geológicas (ver Fig. 2.1.7).

La zona encerrada por la isosista VII-VIII u VIII suele denominarse área macrosísmica o pleistosista.

2.1.10 Momento Sísmico y Magnitud

La magnitud de un terremoto es una medida absoluta de su tamaño, en relación con la energía sísmica liberada, y determinada a partir de las amplitudes de las ondas elásticas generadas (Smith, 1975). La energía de las ondas sísmicas, E_s , está relacionada con la magnitud, M_s , la cual se determina a partir de ondas superficiales

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

de 20s de período. Esta relación fue obtenida por B. Gutenberg y C.F. Richter; la cual se expresa como:

$$\log_{10} E_s [\text{din}] = 1.5 M_s + 11.8 \quad (2.5)$$

Sin embargo, esta magnitud (M_s) adolece de "saturación" para sismos cuya magnitud sea superior a 8 (Kanamori, 1977). Esto se debe a que, las ondas de 20s poseen longitudes de onda menores que las dimensiones de la zona dislocada por este tipo de sismos. Luego, esta magnitud no refleja el verdadero "tamaño" de los sismos grandes. Este hecho motivó la búsqueda de una cantidad que fuera insensible al problema de saturación. La solución se encontró en el momento sísmico M_0 , el cual se define como (Aki, 1966):

$$M_0 = \mu \bar{U} S \quad (2.6)$$

donde: μ es el módulo de rigidez de las rocas;

\bar{U} es la dislocación cosísmica promediada sobre el plano de falla;

S es el área de la zona dislocada o de ruptura.

La ecuación (2.6) permite, además, la estimación de M_0 para eventos históricos, para los cuales no se tenga datos instrumentales. Si M_0 se expresa en Nm, entonces se define la magnitud M_w (Hanks y Kanamori, 1979) por:

$$M_w = (\log_{10}(M_0 \times 10^7) - 16.1) / 1.5 \quad (2.7)$$

La ecuación (2.5), en todo caso, también es aplicable a M_w .

2.1.11 Causas de los Terremotos Superficiales

Las causas últimas de la mayoría de los terremotos tectónicos superficiales deben relacionarse con los procesos englobados en la tectónica de placas (Smith, 1975). Sin embargo, la explicación de los procesos más inmediatos o locales puede darse en términos de la teoría del "rebote sísmico" debida a H.F. Reid (Howell, 1962; Iyer, 1970; Smith, 1975). De acuerdo con esta teoría, un terremoto no es un suceso aislado, sino el resultado del esfuerzo de la corteza para retornar a la normalidad, tras haber sido lentamente deformada por un largo período de tiempo. Luego, la causa inmediata de un terremoto es una repentina liberación de energía de deformación elástica, acumulada a través de una falla o fractura preexistente.

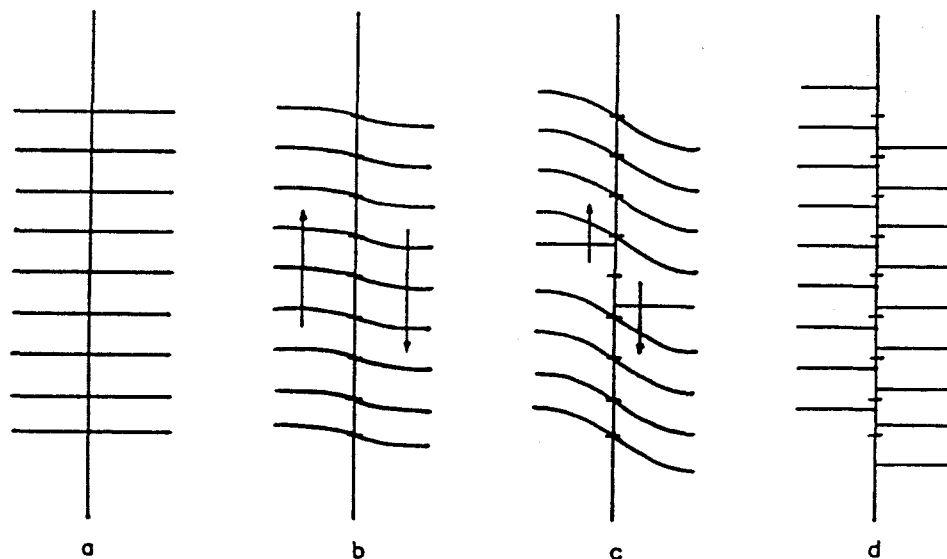


Fig. 2.1.8 Ilustración de la teoría del rebote elástico en las fuentes sísmicas. (a) Zona fallada, pero no deformada; (b) zona en proceso de deformación; (c) deformación culminada e inicio de la ruptura; (d) ruptura completa (modificado de Iyer, 1970).

La esencia de la teoría del rebote elástico es que la energía de deformación se acumula, y luego de un intervalo de tiempo suficiente (medido en años o siglos), los bloques a cada lado de la falla son desplazados en forma relativa, uno respecto del otro (Mogi, 1968, 1969 ver en Kajiura, 1974; Iyer, 1970). Supóngase que se trazan rectas paralelas a través de la falla antes que tenga lugar la acumulación de la energía de deformación como se aprecia en la Figura 2.1.8 (a). A medida que la deformación se acumula, las líneas se distorsionan (b), pero las superficies de los bloques aún se mantienen cementadas entre sí, debido a fuerzas friccionales. Sin embargo, llega un momento en que las fuerzas de deformación exceden los frenos, y ocurre un deslizamiento o rebote súbito (c). El deslizamiento en un punto dispara el deslizamiento en puntos adyacentes, y esta ruptura se propaga a lo largo de la falla (d). Este repentino movimiento, en sentidos opuestos, es el que causa las ondas sísmicas.

Si el desplazamiento en el plano de falla es paralelo a la dirección de la falla el fallamiento se designa como de rumbo; y si es perpendicular, el fallamiento se llama de manteo o buzamiento.

Respecto de la explicación anterior y de la Figura 2.1.8, el lector ya puede haber intuido que, como tales, sólo son aplicables, directamente, a fallas y terremotos de rumbo. Para sismos que involucran fallas inversas o normales, el esquema anterior no sólo se ve modificado, sino también se complica.

2.1.12 Mecanismos de Foco de Terremotos (Cox, 1973)

Durante los años 20 los sismólogos H. Nakano (1923) y P. Byerly (1926, 1928) desarrollaron un nuevo método para analizar terremotos que, décadas después, tuvo una muy importante contribución a la teoría de la tectónica de placas. Su idea fue simple. Considérese una explosión que tenga lugar en una cavidad. Las primeras ondas, causadas por aquélla, que alcanzan una estación lejana, serán compresionales, y el primer movimiento del suelo será en una dirección alejándose de la fuente. Considérese, a continuación, las ondas resultantes del colapso de una cavidad. Estas ondas serán dilatacionales, y el primer movimiento observado sería hacia la fuente. Nakano y Byerly descubrieron que las ondas elásticas generadas por un terremoto son más complicadas que los dos tipo de ondas recién descritos, incluyendo tanto compresiones como dilataciones, generadas por un mismo terremoto. Imagínese una esfera trazada en torno a un punto sobre una falla donde comienza el movimiento de un terremoto. Pásese, ahora, dos planos, mutuamente perpendiculares (llamados planos nodales), a través del centro de la esfera. Entonces, el movimiento en dos cuadrantes, diagonalmente opuestos, será compresional; y el movimiento en los otros dos, será dilatacional. Nakano y Byerly demostraron que uno de los planos nodales es paralelo al plano de falla. El otro (llamado plano auxiliar), es perpendicular a la "dirección de deslizamiento", que puede visualizarse como la dirección de rasguño, hecha en uno de los dos bloques de falla por una roca aguda embebida en el otro bloque de falla (ver Figs. 2.1.9 y 2.1.10). De los estudios de primer-movimiento, el sismólogo es capaz de determinar la orientación de fallas y las direcciones de deslizamientos de terremotos, aún cuando las fallas reales sean inaccesibles a la observación directa. Sin embargo, el método es inherentemente ambiguo, en el sentido que no existe cosa alguna en los datos sísmicos para determinar cual de los dos planos es paralelo al plano de falla, y cual es perpendicular a la dirección de deslizamiento. Para esto, los sismólogos deben usar otro tipo de ondas, aparte de las

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

ondas P, más antecedentes tectónicos.

2.1.13 Sismicidad: Zona de Wadati-Benioff

Sismicidad es un concepto que describe totalmente la localización, tamaño y promedio de ocurrencia de sismos en una región determinada (Anderson, 1979). En particular, la sismicidad global es la correspondiente a toda la tierra.

Al estudiar la distribución espacial de epicentros a nivel mundial (ver Fig. 2.1.11) se puede apreciar que éstos se localizan principalmente en franjas estrechas, en torno de zonas de fractura del fondo oceánico y en torno a los márgenes activos que rodean al Océano Pacífico. También existe sismicidad en una franja a lo largo del sur de Europa, los Himalayas y el sudeste de Asia, aunque más dispersa (Barrientos, 1980a).

A su vez, si se efectúan secciones verticales en estos márgenes activos, perpendiculares a cualquiera de las tres líneas siguientes: línea de la costa (Stauder, 1975; Rodríguez et al., 1976), eje de la fosa, o línea de volcanes activos (Barazangi y Isacks, 1976), se observará que los focos se distribuyen como una estrecha franja inclinada y/o curvada (ver Fig. 2.1.12). El extremo superior de ésta queda próxima a la superficie, en torno del eje de la fosa, y el "extremo" inferior se encuentra a una profundidad variable según el margen activo que se considere (200km a más de 600km, Isacks y Molnar, 1969). Esta franja, que se prolonga cientos de kilómetros a lo largo del margen activo, sin mayores cambios, se conoce con el nombre de zona de Wadati-Benioff o simplemente de Benioff (Uyeda, 1980), y es un indicador de la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental en el margen sudamericano, y de su geometría (Isacks et al., 1968; Stauder, 1973). El ángulo que forma la zona de Wadati-Benioff con la horizontal varía, en una misma región, dependiendo de la profundidad. Parte de la zona superficial de Wadati-Benioff (0-70km; en Chile: 0-50km) define a la superficie de falla que separa las placas oceánica de la continental. Los sismos intermedios y profundos de la zona de Wadati-Benioff son, exclusivamente, de tipo intraplaca, esto es, tienen lugar al interior de la placa oceánica que está en subducción (Uyeda, 1980). En cambio, los sismos superficiales de la zona de Wadati-Benioff pueden ser intraplaca o interplacas. Estos últimos se

originan por la interacción que se produce entre las placas oceánica y continental (Uyeda, 1980).

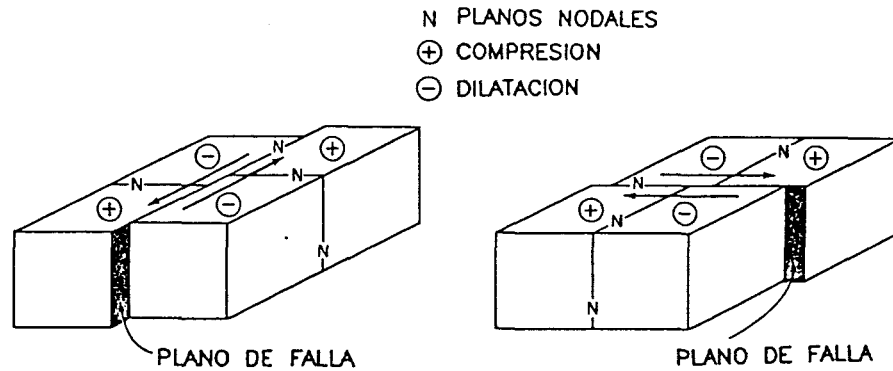


Fig. 2.1.9 Soluciones de mecanismos de foco. Las regiones de compresión y dilatación están separadas por dos planos perpendiculares entre sí, llamados planos nodales. Uno de los dos planos debe corresponder al plano de falla como se indica arriba.

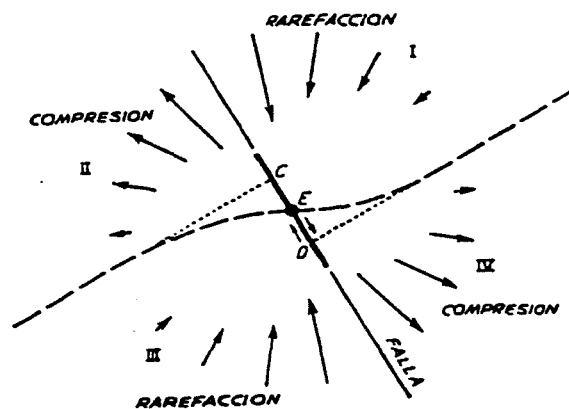


Fig. 2.1.10 Dirección del primer movimiento del suelo alrededor de un cizallamiento horizontal (Howell, 1962).

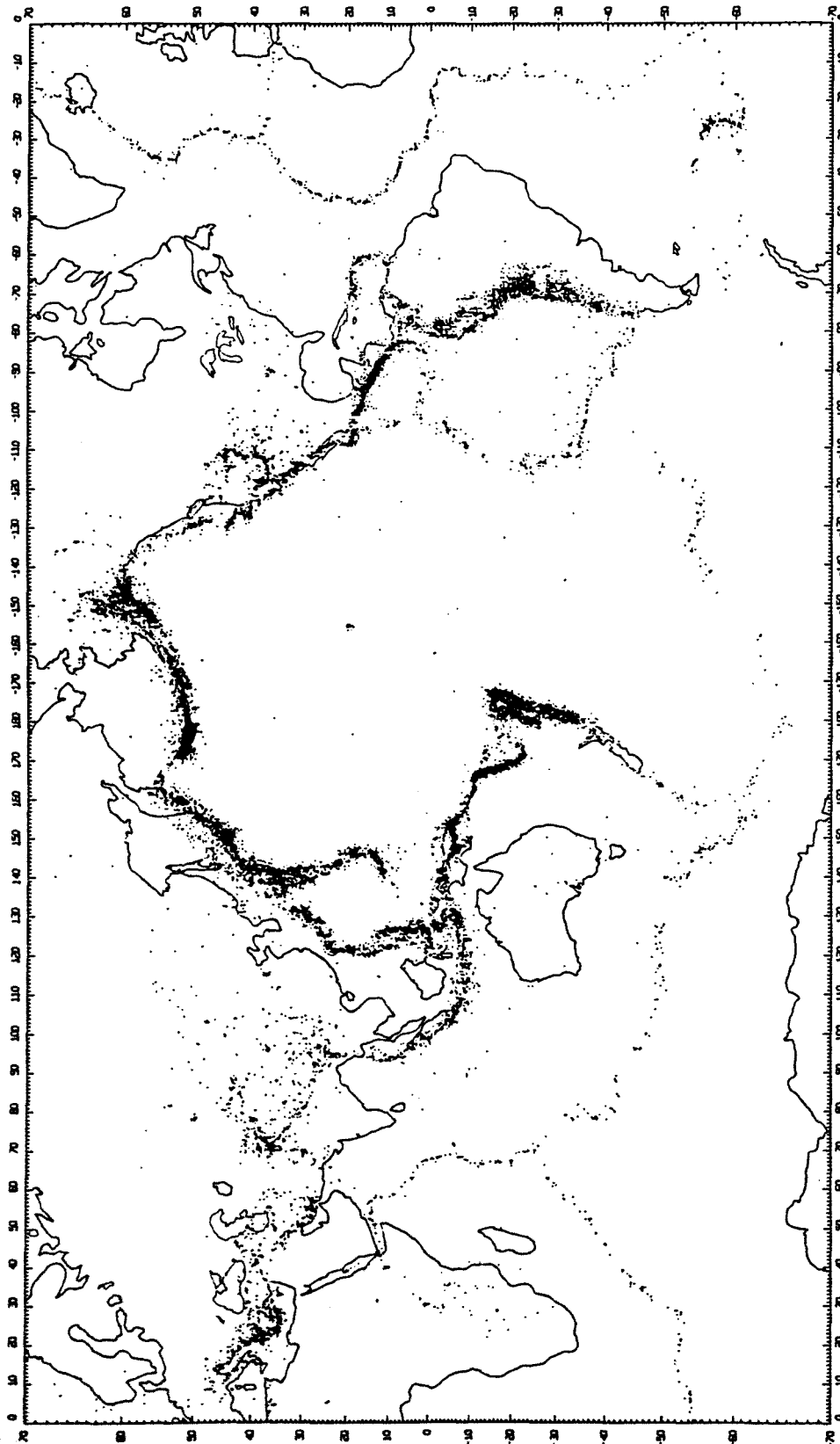


Fig. 2.1.11 Distribución mundial de todos los epicentros de sismos ocurridos en el período 1961-1967, que fueron reportados por el U.S. Coast and Geodetic Survey (tomado de Barazangi y Dorman, 1969).

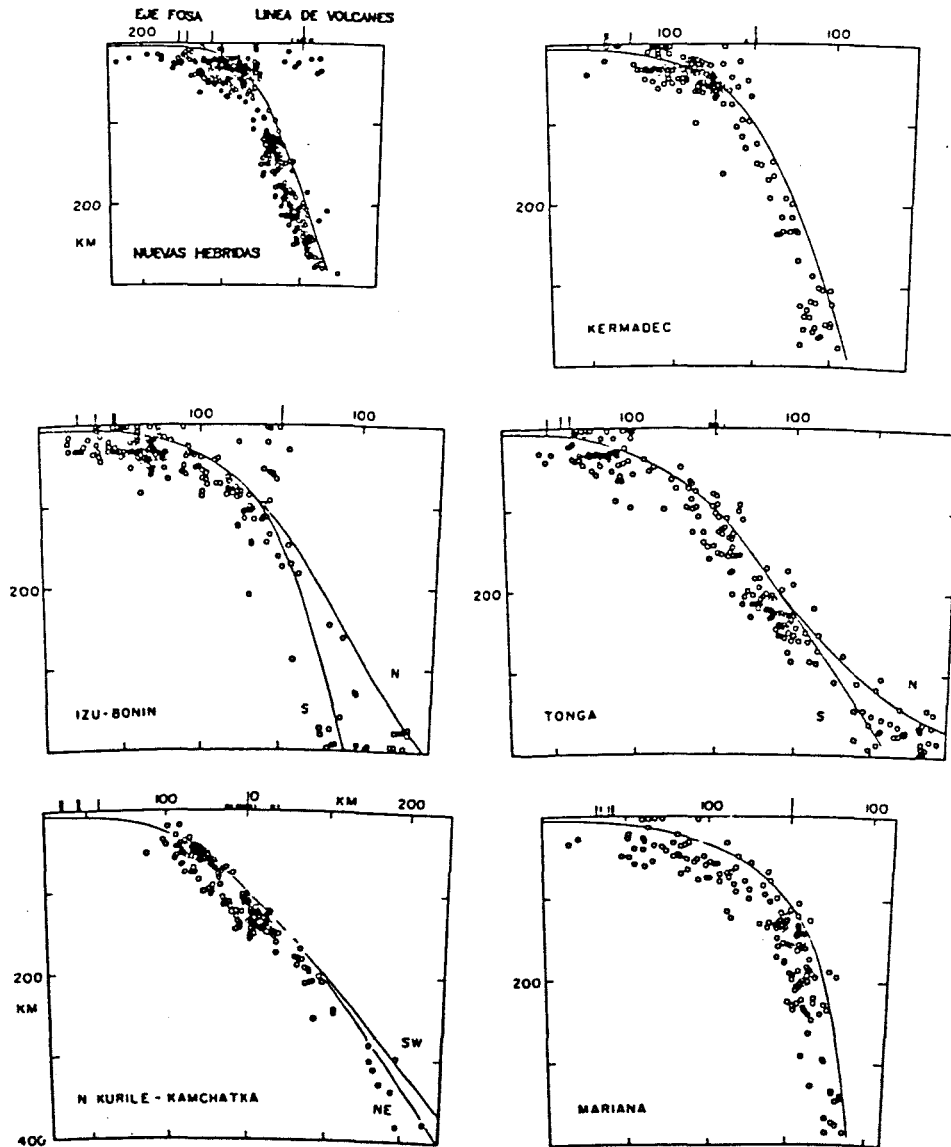


Fig. 2.1.12 Secciones transversales compuestas de hipocentros de terremotos (zonas de Wadati-Benioff). Los "0" km en la escala horizontal corresponden a la línea de volcanes activos, y la proyección de los volcanes y ejes de las fosas se muestran con líneas verticales (modificada de Isacks y Barazangi, 1977).

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

2.1.14 Brechas Sísmicas y Potencial Sísmico

El concepto de "brecha sísmica" constituye el fundamento básico para la predicción de terremotos en el largo plazo (Fedotov, 1965; Mogi, 1968; Sykes, 1971; Kelleher, 1972; Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1978, 1979; Nishenko y McCann, 1981). Las brechas sísmicas se definen como aquellos segmentos, a lo largo de bordes de placas convergentes activos, o de transformación, que no han experimentado una repetición de un terremoto interplacas de magnitud 7.0 o superior ("large" o "great") por más de algunas décadas, y, entonces, son considerados sitios donde es esperable futuros eventos de estos tamaños. Mientras estas observaciones dan una estimación de la localización y máximo tamaño esperable de terremotos futuros, estas mismas observaciones no brindan estimaciones mejores de unas pocas décadas para el tiempo de ocurrencia de futuros eventos grandes. La falta de más estimaciones temporales precisas reflejan, primariamente, la ausencia de datos de tiempo de recurrencia local, de tamaño de fuente y de velocidad de placa en la definición de las categorías de potencial sísmico (Nishenko, 1985).

McCann et al. (1978, 1979) y Nishenko y McCann (1981) usaron cualitativamente el término "potencial sísmico" para denotar la esperanza de una región, dentro de un borde de placa, de tener un terremoto de magnitud 7.0 o superior, y dentro de un período de tiempo especificado. En consecuencia, una región de alto potencial sísmico es una brecha sísmica, que por razones históricas o tectónicas se considera esperable que produzca un gran evento dentro de las proximas décadas. Las tres principales categorías temporales usadas por McCann et al. (1978, 1979) y Nishenko y McCann (1981) para estimar potencial sísmico están basadas en el tiempo de recurrencia más corto observado (alrededor de 30 años) y en un corte superior, arbitrario, de 100 años.

Las categorías fueron designadas para reflejar una estimación de:

- el potencial sísmico relativo de la región;
- cuan completa es su historia sísmica;
- el entendimiento del régimen tectónico.

Las áreas que se piensa tienen el potencial más alto tienen asignada la categoría 1; aquéllas de potencial sucesivamente menor tienen asignados números mayores, hasta 6. Las categorías de potencial sísmico son las siguientes (McCann et

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

al., 1978):

Categoría 1: la región (porción de un borde de placa) ha experimentado por lo menos un gran terremoto en el pasado histórico, habiendo ocurrido el más reciente hace más de 100 años. Esta categoría representa el potencial sísmico más alto.

Categoría 2: la región ha experimentado, al menos, un gran sismo en el pasado, habiendo ocurrido el más reciente hace más de 30 años, pero menos de 100 años atrás.

Categoría 3: la región tiene una historia incompleta de grandes terremotos. Ningún evento histórico está claramente documentado de haber producido una ruptura en el borde de la placa. Sin embargo, no existe evidencia que pudiera indicar que la región no pueda ser el lugar de un futuro gran terremoto. Una comparación del marco tectónico con aquél de otras áreas, las cuales son conocidas por haber tenido grandes sismos históricos, puede sugerir, también, que la región es capaz de ser el sitio de un futuro gran evento.

Categoría 4: el movimiento entre placas es paralelo, o casi paralelo, al rumbo local de la zona de subducción (fosa). Esta categoría se aplica a la región de Puerto Rico–Islas Vírgenes, las Islas Commander, en las Aleutianas más occidentales, y la región de Andamán–Nicobar, en el Océano Indico. Todas parecen poseer un marco tectónico similar. Una resolución de la cuestión del potencial sísmico para un área puede ser útil en la estimación del potencial sísmico para las otras dos.

Categoría 5: la región no tiene una historia de grandes terremotos. Algunas hipótesis tectónicas, que han sido propuestas por varios investigadores, sugieren que en estas regiones no tendrán lugar grandes eventos en el futuro.

Categoría 6: la región ha tenido una ruptura por un gran sismo durante los últimos 30 años. Esta categoría se considera que representa el menor potencial sísmico para las próximas décadas.

La experiencia ganada con el mapa de potencial sísmico de McCann et al. (1978, 1979) y Nishenko y McCann (1981) ha mostrado que la mayoría de los grandes eventos, desde 1978, han ocurrido en áreas designadas con las categorías 2 y 3. Sin embargo, estudios más recientes (Thatcher, 1989, 1990; Kagan y Jackson, 1991) entregan resultados contrapuestos. Según Kagan y Jackson (1991) en las regiones con categoría 1 no ha habido una tasa de ocurrencia de terremotos mayor a la que se espera por azar que en regiones de menor potencial sísmico (categorías 2 y 6).

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

Un método de análisis diferente fue utilizado por Murty et al. (1984), a saber, el análisis de Hurst. Sobre la base de terremotos tsunamigénicos ocurridos en el período 1883–1980, en todo el mundo, determinaron que el así llamado “coeficiente de Hurst” fluctuaba entre 0.80 y 0.92 para sismos de magnitud inferior a 8.5; mientras que para sismos de magnitud mayor o igual a 8.5 tal coeficiente era de 0.52. El “test” de Hurst establece que cuanto más cercano sea el coeficiente a 0.5, tanto más aleatorio es el proceso; y cuanto más cercano sea este coeficiente a 1.0, tanto menos aleatorios son los datos o el proceso físico que define los datos. De estos resultados se puede concluir que mientras los terremotos cuyas magnitudes son inferiores a 8.5 pueden no ser totalmente aleatorios, los terremotos extremadamente grandes (con magnitudes 8.5 o superiores) pueden ocurrir en forma totalmente azarosa, y, probablemente, es imposible predecir el momento de sus ocurrencias (Murty et al., 1984). Consecuentemente, los tsunamis generados por los sismos más grandes tampoco podrían ser predichos.

Este último análisis es válido, eso sí, sólo cuando se toma en consideración una región tan grande como la cuenca del Pacífico. Para una región en particular deja de ser válido, pues tras un terremoto de magnitud superior a 8.5 no existe suficiente energía de deformación acumulada como para producir en cualquier momento un nuevo sismo de tal magnitud; por el contrario, es preciso que transcurra un lapso relativamente largo.

2.2 TSUNAMIS

2.2.1 ETAPAS DE UN TSUNAMI

Se distinguen, usualmente, tres etapas en el desarrollo de un tsunami desde el momento de su aparición (Voit, 1987):

- 1.- formación de la onda debido a la causa inicial, y su propagación cerca de la fuente;
- 2.- propagación libre de la onda en el océano abierto, a grandes profundidades; y
- 3.- propagación de la onda en la región de la plataforma continental, donde, como resultado de la menor profundidad del agua, tiene lugar una gran deformación del perfil de la onda, hasta su rompimiento e inundación sobre la playa.

En el espectro de ondas gravitatorias marinas, los tsunamis ocupan una posición intermedia entre las mareas y las olas generadas por el viento. El período de un tsunami varía entre 2 y 200 minutos (más frecuentemente, entre 2 y 40 minutos), su longitud de onda varía desde decenas hasta cientos de kilómetros y la velocidad de fase es, aproximadamente, $C=\sqrt{gh}$, donde h es la profundidad del océano. Muchos investigadores consideran que la elevación de la superficie libre sobre la fuente del tsunami no excede algunos metros. Cuando los tsunamis llegan a aguas someras, sus velocidades decrecen. Simultáneamente, las amplitudes se incrementan, desde centímetros en el océano abierto (Ward, 1982), hasta alcanzar su máximo valor cerca de la línea de la costa (del orden de un metro a más de 20 metros [Lockridge, 1985]). El mayor incremento de las ondas es observado en bahías angostas, desembocaduras de ríos, y cerca de cabos que sobresalen hacia el mar (Voit, 1987).

De las tres etapas que consta el proceso de un tsunami, esta tesis trata fundamentalmente la primera: la generación, y en menor grado la propagación e interacción con la línea de la costa.

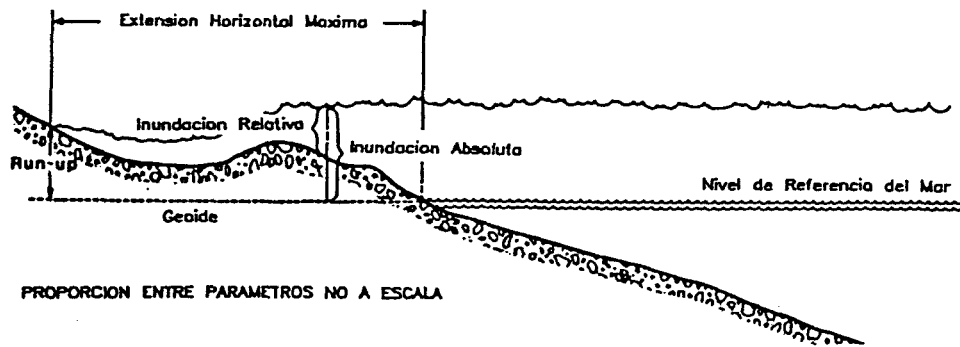


Fig. 2.2.1 Diagrama esquemático, que ilustra las definiciones de "inundación" y "run-up". Existen muchos lugares que pueden inundarse: run-up es el valor de la inundación absoluta en la extensión máxima de dicha inundación, medido perpendicularmente respecto de la línea de la costa (modificada de Adams y Nakashizuka, 1985).

Después de haber definido, en el Capítulo de Introducción, el término tsunami y de haber revisado algunos aspectos fundamentales de su naturaleza, es útil definir otros dos conceptos:

Inundación: es la altura (relativa a un nivel de referencia establecido) hasta la cual un lugar determinado es cubierto por agua (Adams y Nakashizuka, 1985; ver Fig. 2.2.1).

Run-up: es la altura medida verticalmente sobre el nivel medio del mar, del nivel de la más alta tierra o estructura mojada (Adams y Nakashizuka, 1985; ver Fig. 2.2.1).

2.2.2 EFECTOS DE LOS TSUNAMIS EN LA CUENCA DEL PACIFICO

Lander (1985) resumió algunas conclusiones obtenidas al examinar la base de datos de tsunamis generados en el Pacífico. Para fines de comparación entre el margen sudamericano (Chile) y el resto de los márgenes activos de la cuenca del Pacífico, se muestran algunos de estos datos en las Tablas 2.2.1 y 2.2.2.

Las conclusiones de Lander (1985) establecen que:

1. Existe, en promedio, un tsunami destructor por año.
2. El 90% de los tsunamis destructores tiene sólo efectos regionales.
3. El 99% de las muertes debidas a tsunamis son locales respecto de la fuente de los tsunamis.
4. Indonesia, Filipinas, Perú-Chile y Japón poseen los registros históricos con más pérdidas.
5. Sólo pocos áreas han producido tsunamis que han provocado daños en todo el Pacífico.
6. El efecto de los tsunamis que provocan daños en todo el Pacífico, más allá de su área de generación, es máximo en Hawaii.
7. Sólo Hawaii presenta una mayor amenaza de tsunamis distantes que de tsunamis locales.
8. Los máximos efectos de los tsunamis son altamente direccionales.
9. Los daños locales de tsunamis con magnitudes menores que 7.5 son mayores que los daños de tsunamis que afectan todo el Pacífico, más allá de sus áreas de generación.
10. La correlación entre magnitud sísmica y máximas alturas de run-up es baja.

Respecto del punto 4., Lander (1985) no especifica si las pérdidas en cuestión son humanas, materiales o ambas.

Los tsunamis destructivos que han afectado a las costas de Chile, y que no se han originado en sus costas, corresponden a los eventos de Kamchatka de 1952 y de Alaska de 1964. Sin embargo, tanto en el paper de Lander (1985) como en el catálogo de Lockridge (1985) sólo se menciona que causaron "daños", sin especificar más detalles.

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

Tabla 2.2.1 Contenidos del archivo de datos de tsunamis de la cuenca del Pacífico.
Validez de los tsunamis reportados: 2 = cuestionable; 3 = probable; 4 = definitivo.

	No. de Eventos (Validez 2-4)	No. de Eventos Reportados por Mareógrafos	No. de Observaciones Reportadas	No. de Eventos que Reportan Muertes o Destrucción	No. de Localidades que Reportan Muertes o Destrucción
Presente Archivo	887	405	3702	287	680
Sólo Chile	250	82	295	34	126
Sólo Siglo XX	482	295	3140	93	255

Tabla 2.2.2 Distribución de tsunamis ocurridos desde 1900 al presente, clasificados según región de generación.

Región	Número Total	Número con Runup Mayores que 1.5 m
Japón	100	20
Nueva Guinea / Islas Salomón	64	20
Indonesia	46	16
Filipinas	48	7
Islas Kuriles / Kamchatka	42	18
Costa Oeste de Sudamérica	91	18
Nueva Zelandia / Pacífico Sur	35	9
Costa Oeste de América Central y del Norte	27	12
Alaska e Islas Aleutianas	22	9
Hawaii	7	4
Total	482	133

2.2.3 GENERACION DE TSUNAMIS

En primer lugar, es necesario destacar que casi todas las observaciones que se tiene de los tsunamis se refieren a la interacción con la línea de la costa, es decir, la etapa 3.- descrita en la sección 2.2.1 (Voit, 1987). En cuanto a la primera y segunda etapas, prácticamente todo lo que se sabe de éstas se debe a modelos teóricos o a inferencia (van Dorn, 1965; Voit, 1987). Específicamente, en la investigación de la generación de tsunamis se pueden distinguir tres corrientes: investigación básica, modelos clásicos y modelos de modos normales.

2.2.3.1 Investigación Básica

Este tipo de investigación consiste en obtener información, principalmente, mediante técnicas de estadística descriptiva (tablas y gráficos), de estadística de regresión, y de trazado de rayos. Al respecto, estas metodologías son las que, primordialmente, se usarán en esta tesis.

Algunos de los principales resultados o conclusiones obtenidos a través de estos procedimientos, y que son relevantes para esta tesis, se resumen a continuación.

Al igual que con los terremotos, como una manera de tener algún indicador del tamaño de un tsunami (en términos de su energía liberada), y de la intensidad (en términos de los efectos locales), se han definido varias cantidades:

- **Magnitud de tsunami m :** con $m = \log_2 H_{max}$, donde H_{max} es la máxima altura en la costa, de 10 a 250 km del origen del tsunami. Su rango es de $m = -1$, para $H_{max} \leq 0.5[m]$, a $m = 4$, para $H_{max} \geq 30[m]$ (Imamura, 1949; Iida, 1956, 1970; Iida et al., 1967).
- **Magnitud de tsunami M_t :** con $M_t = \log_{10} H + B$, donde H es la máxima altura observada a gran distancia de la fuente del tsunami, $B = C + \Delta C$, $C = 9.1$ y ΔC es una constante que depende tanto de la zona donde se originó el tsunami como de la región donde fue observada H (Abe, 1979).

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

- **Intensidad local i :** con $i = \log_2(\sqrt{2}\bar{H})$, donde \bar{H} es la altura promedio sobre el nivel medio del mar (Soloviev, 1970).
- **Intensidad generalizada I :** "caracteriza la fuente del tsunami" de acuerdo a una tabla cualitativa de percepción y efectos sobre estructuras y medio ambiente (Soloviev, 1985).

Según Abe (1979) m equivale a la máxima intensidad sísmica en un terremoto. Soloviev (1970) también criticó el uso inapropiado del término "magnitud de tsunami" en vez de usar el más adecuado "intensidad". Además, Abe (1979) afirma que M_t mide el momento sísmico M_0 de un terremoto tsunamigénico (puesto que M_t coincide con M_w), así como el "tamaño global del tsunami en la fuente".

Por otra parte, Iida (1963, 1970, 1985) encontró una cota inferior para que un sismo genere un tsunami, la cual queda definida como:

$$M = 5.75 + 0.015 \times H \quad \text{para Chile, y} \quad (2.8 \text{ a})$$

$$M = 5.80 + 0.010 \times H \quad \text{para Japón,} \quad (2.8 \text{ b})$$

donde M es la magnitud del sismo y H la profundidad focal en km (ver, además, Fig. 2.2.2). A su vez, la cota inferior para la generación de tsunamis moderados o desastrosos ($m \geq 2$) viene dado por (ver, también, Fig. 2.2.2):

$$M = 7.90 + 0.0071 \times H \quad \text{para Chile, y} \quad (2.9 \text{ a})$$

$$M = 7.41 + 0.0086 \times H \quad \text{para Japón.} \quad (2.9 \text{ b})$$

Además, los datos, por sí mismos, muestran un hecho muy importante: no se conocen terremotos submarinos, de foco superficial, y de magnitud superior a 7.3, en Japón, y a 8.0, en Chile, que no hayan sido acompañados de tsunamis (Iida, 1985).

Una aplicación de estos resultados podría ser la de estimar el potencial de los

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

tsunamis a partir del potencial sísmico , puesto que éste se ha estudiado más.

A su vez, existiría una cota superior para la magnitud de un tsunami en función de la profundidad del océano en torno del epicentro (Iida, 1963, 1970):

$$m = 1.66 \times \log_{10} h - 1.62 \quad (2.11)$$

donde: m es la magnitud de tsunami de Imamura-Iida; y

h es la profundidad del océano, en torno del epicentro, expresada en metros.

En principio, la ecuación (2.11) es válida sólo para los tsunamis japoneses (ver Fig. 2.2.3).

Un resultado importante de destacar, obtenido dentro del contexto de estas metodologías, es el hecho que la zona de generación (zona origen o zona fuente) del tsunami coincide aproximadamente con la zona de réplicas del terremoto que lo generó, es decir, los tsunamis ocurren en el área de mayores desplazamientos. El resultado anterior es relevante, porque cuando no se conoce la zona de réplicas se puede, aún así, delimitar la zona dislocada por el sismo a partir de la zona fuente del tsunami (se debe conocer, eso sí, el buzamiento de la falla activada). La zona de generación del tsunami queda definida o delimitada por los frentes finales de los diagramas de refracción inversos (Iida, 1963; Hatori, 1965, 1966, 1974; Abe, 1973, 1975). Más aún, las primeras ondas de tsunamis que tienen movimiento hacia abajo son radiadas desde la región hundida en el fondo marino, y las primeras ondas que tienen movimiento hacia arriba lo son de la región levantada (Abe, 1973). Por todo esto y para muchos efectos, es equivalente hablar de zona dislocada por un terremoto (también denominada fuente sísmica o zona de ruptura), a hablar de zona de generación o fuente de un tsunami; aún cuando corresponden a conceptos estrictamente diferentes.

Por otra parte, y en términos generales, sólo la componente vertical del desplazamiento superficial sería eficaz en la generación de tsunamis (Abe, 1973).

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

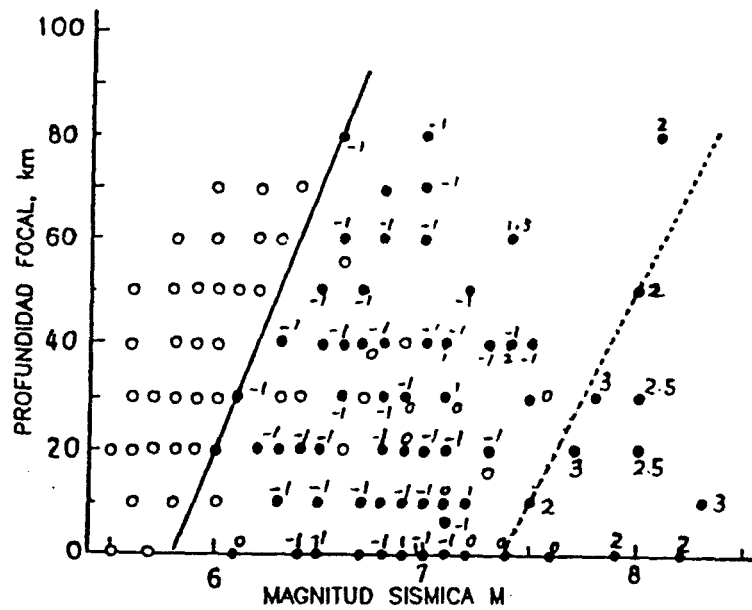


Fig. 2.2.2 Relación entre la magnitud y profundidad focal de terremotos tsunamigénicos en Japón. Los símbolos \circ representan terremotos que no generaron tsunamis; y los símbolos \bullet los que sí lo hicieron, indicándose además la magnitud del tsunami en la escala de Iimura-Iida (modificada de Iida, 1985)

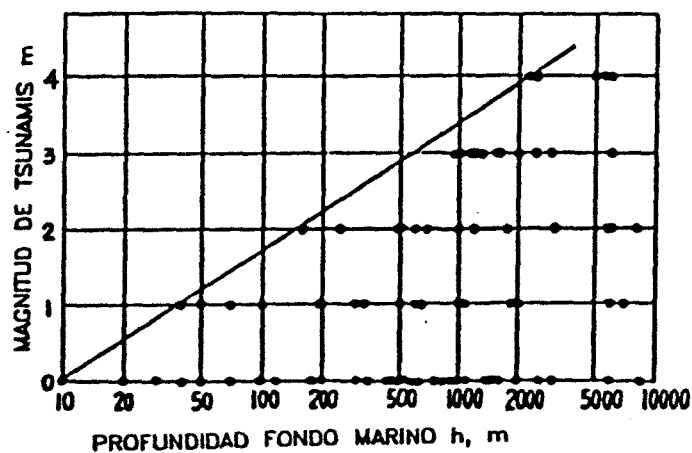


Fig. 2.2.3. Relación entre la magnitud de tsunamis, m , y la profundidad del fondo marino, h , de los epicentros de los terremotos asociados, para eventos ocurridos en Japón (modificada de Iida, 1963).

2.2.3.2 Modelos Clásicos y de Modos Normales

Los modelos clásicos consisten, en general, en la resolución de las ecuaciones de continuidad y movimiento de fluidos, integradas verticalmente. Lo anterior implica suponer, desde un punto de vista oceanográfico, un comportamiento de tipo barotrófico, y utilizar aproximaciones de agua somera e hidrostática. Otro supuesto en este tipo de modelos es que, si bien el fondo sufre alzamientos y/o hundimientos iniciales, luego deja de interactuar con la columna de agua del océano.

Estos modelos presentan variantes en cuanto a que:

- sean, matemáticamente, “cuasianalíticos” o numéricos;
- consideren que la tierra es plana o esférica;
- consideren el efecto de Coriolis o no;
- consideren términos no lineales (aceleración advectiva);
- consideren términos de fricción con el fondo oceánico;
- consideren que el fondo sea perturbado instantáneamente o que la perturbación sea progresiva en el tiempo, pero breve;
- consideren o no que el fondo marino se deforme siguiendo un modelo de dislocación como el de Mansinha y Smylie (1971).

El término “cuasianalítico” se refiere a que gran parte de los desarrollos matemáticos son analíticos, pero estos acaban invariablemente en expresiones con integrales casi imposibles de abordar analíticamente. Este último paso es resuelto numéricamente, para diferentes valores de los distintos parámetros involucrados en el problema. Casi todos los modelos cuasianalíticos han sido planteados considerando una tierra plana, es decir, no esférica, y para fondos marinos de geometría simple.

Los modelos clásicos numéricos consisten en resolver directamente, pero en forma numérica, las ecuaciones de continuidad y movimiento integradas verticalmente, para valores particulares de los parámetros involucrados en el estudio. En general, estos modelos numéricos son mucho más aplicables a la realidad que los cuasianalíticos. Así, la gran mayoría han sido diseñados para reconstruir distintos tsunamis que han ocurrido desde la década del 40 a la fecha.

Un tipo particular de modelo numérico, desarrollado más recientemente por K. Satake (1987, 1988, 1989), consiste en utilizar datos de estaciones mareográficas, más las ecuaciones de continuidad y movimiento, para realizar un proceso de inversión

CONCEPTOS GENERALES DE SISMOLOGIA Y TSUNAMIS

numérica, con el fin de inferir acerca de la fuente del tsunami y del terremoto que lo causó.

Los modelos de modos normales (Ward, 1980, 1981, 1982; Okal, 1982a, 1982b, 1988, 1990), en tanto, consideran la existencia de una capa oceánica de profundidad constante que cubre completamente la tierra. A diferencia de la inmensa mayoría de los modelos clásicos, las ecuaciones no están expresadas en términos de las velocidades, sino de los desplazamientos, a la manera usual en la teoría de elasticidad. Además, estos modelos consideran el potencial gravitacional, densidad variable, y la existencia de una interacción entre el único modo de oscilación del océano (el tsunami) y los varios modos de oscilación de las capas sólidas que subyacen al océano. Si bien representan una generalización muy importante (no confundir con simplificación), algunos aspectos son tratados con menor detalle que en algunos modelos clásicos, por la dificultad matemática inherente. Por ejemplo, consideran profundidad oceánica constante, y fuentes sísmicas puntuales o lineales, en vez de rectangulares o elípticas, que son más cercanas a la realidad.

3. ANTECEDENTES

3.1 ANTECEDENTES TECTONICOS

3.1.1 Marco Geofísico Regional

Gran parte del margen oriental de Sudamérica corresponde a un margen activo o tipo Pacífico, donde se produce la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental de Sudamérica.

La distribución de epicentros e hipocentros de sismos en el margen oriental de Sudamérica ha sido investigado por diversos autores (Santô, 1969; Stauder, 1973, 1975; Rodríguez et al., 1976; Barazangi y Isacks, 1976, 1979; Comte et al., 1988; Campos y Comte, 1989). La Figura 3.1.1 muestra la distribución de epicentros bien localizados a septiembre de 1975. De esta figura destaca claramente la existencia de brechas en los epicentros correspondientes a los sismos de profundidad intermedia. Estas brechas estarían localizadas entre los 12° y los 15°S (Santô, 1969; Rodríguez et al., 1976) y entre los 25° y 27°S (Santô, 1969; Stauder, 1973; Rodríguez et al., 1976; Barazangi y Isacks, 1976). Esta última brecha estaría comprendida entre los 26° y 27°S según Barrientos (1980b). La primera brecha limita al sur con el encuentro de la dorsal de Nazca con la placa Sudamericana. La segunda brecha es mucho más evidente, y si se excluye el terremoto de Taltal de 1966 y sus réplicas, tal brecha se prolongaría hasta la superficie (Santô, 1969). Según Rodríguez et al. (1976), además, existirían dos brechas sísmicas en la fosa, entre los 12.5° y los 14°S., y en los 19°S, bajo la costa, ambas en el rango de profundidades de 0 a 50 km. La primera de éstas podría ser una prolongación de la brecha de profundidades intermedias. La segunda, en tanto, se localiza en torno a la curvatura que sigue la línea de la costa en esa latitud. En relación a la sismicidad profunda, ésta está totalmente ausente entre los 320 y 525 km de profundidad, y sólo aparece representada por dos cinturones de actividad, a profundidades superiores a los 525 km. La Figura 3.1.2 muestra la profundidad focal a la parte superior de la zona de Wadati-Benioff, resumiendo la revisión anterior.

Las Figuras 3.1.3 a 3.1.5 corresponden a secciones verticales compuestas, que muestran la sismicidad en Perú y Chile, obtenida por Barazangi y Isacks (1976, 1979).

La Figura 3.1.6 muestra las localizaciones y anchos de las secciones exhibidas en las Figuras 3.1.3 y 3.1.4; en tanto que la Figura 3.1.7 hace lo propio con las secciones de la Figura 3.1.5. Secciones muy similares, aunque de no tan buena calidad fueron obtenidas por Stauder (1973, 1975), Rodríguez et al. (1976) y Sacks (1977). La diferencia radica en que Barazangi y Isacks (1976, 1979) no se limitaron a graficar todos los datos de epicentros y focos, sino que previamente seleccionaron sólo aquellos que estaban bien localizados.

La Tabla 3.1.1 resume los resultados obtenidos por los autores antes mencionados, en relación con el azimut de subducción, el buzamiento promedio de la zona de Wadati-Benioff (considerando sismos superficiales e intermedios), la forma que adopta la zona de Wadati-Benioff, y la presencia o ausencia de volcanismo (cuaternario, holocénico, histórico, etc.). Nuevamente, los resultados que más confianza merecen son los de Barazangi y Isacks (1976, 1979). Al respecto, es notable la coincidencia entre la existencia de un buzamiento muy pequeño, junto a la zona de subducción subhorizontal, y la ausencia de volcanismo en el norte y centro de Perú, y en el centro de Chile. En cuanto a la dirección (azimut) de subducción, los datos indican que ésta es aproximadamente normal a la línea de la costa (Rodríguez et al., 1976).

Por su parte, Barrientos (1980b) subdividió la zona de sismos costeros entre los 18° y 45°S en cuatro: i) de los 18°S hasta los 20°S, ii) de los 20°S hasta los 25°S, iii) de los 25°S hasta los 33.5°S, y iv) de los 33.5°S hasta los 45°S.

Posteriormente, Comte et al. (1988), utilizando hipocentros de sismos del año 1900 en adelante, obtuvieron una serie de secciones normales a la fosa entre los 16° y los 22°S, similares a las de Barazangi y Isacks (1976, 1979), concluyendo que existían dos zonas sísmicamente diferentes: la "Zona 1" entre los 16° y los 19°S, y la "Zona 2", entre los 19° y los 22°S. Los criterios utilizados para distinguir ambas zonas fueron la distribución de isosistas de los terremotos de 1868 y 1877 y la existencia de sismos profundos al sur de los 19°S, que no están presentes al norte de dicho paralelo.

Tabla 3.1.1 Algunas características de la zona de Wadati–Benioff (W.–B.) bajo Perú y Chile, obtenidos del estudio de sismicidad y mecanismos de foco, y su relación con la ausencia y presencia de volcanismo a lo largo del margen oriental de Sudamérica.

CARACTERISTICAS	PROVINCIAS				REF
	N. Y C. DE PERU 2°–15° S	S. DE PERU 15°–18° S	N. DE CHILE 18°–27° S	C. DE CHILE 27°–33° S	
– BUZAMIENTO	10°–15°	~30°	25°, 20°	15°	[1]
DE LA ZONA	14.1°, 13.0°, 9.3°	15.0°	27.0°, 28.2°, 17.3°	13.7°	[2]
DE W.–B., δ	~10°	25°–30°	25°–30°	~10°	[3]
– AZIMUT DE	60°	30°–40°	85°	80°	[1]
SUBDUCCION, ψ	58°, 57.4°, 51.5°	48.5°	62.5°, 94°, 87°	97.6°	[2]
– FORMA ZONA W.–B.	SUBHORIZONTAL	INCLINADA	INCLINADA	SUBHORIZONTAL	[1, 3]
– VOLCANISMO	AUSENTE	PRESENTE	PRESENTE	AUSENTE	[3]

REFERENCIAS:

[1] STAUDER, 1973, 1975

[2] RODRIGUEZ ET AL., 1976

[3] BARAZANGI Y ISACKS, 1976, 1979

NOTAS:

- El azimut de subducción, ψ , corresponde a la dirección (medida desde el norte geográfico) con que se desplaza la placa de Nazca hacia Sudamérica. Estos azimuts fueron deducidos del estudio de mecanismos de foco superficiales (Stauder, 1973, 1975) y de la sismicidad (Rodríguez et al., 1976).
- Los ángulos de buzamiento de la zona de Wadati–Benioff fueron deducidos de la sismicidad, a excepción del dato del Norte y Centro de Perú, obtenido por Stauder (1975) a partir de mecanismos de foco.
- Los datos de δ (25°, 20° Y 15°) para el Norte y Centro de Chile, obtenidos por Stauder (1973), corresponden, más exactamente, a promedios entre los 18° y 22°S, entre los 22° y 26°S, y entre los 26° y 30°S, respectivamente.
- Los datos de δ y ψ , obtenidos por Rodríguez et al. (1976), corresponden a promedios de secciones latitudinales de 2° de ancho, centradas en los 7°, 10°, 13°, 16°, 19°, 22°, 26° y 31°S.

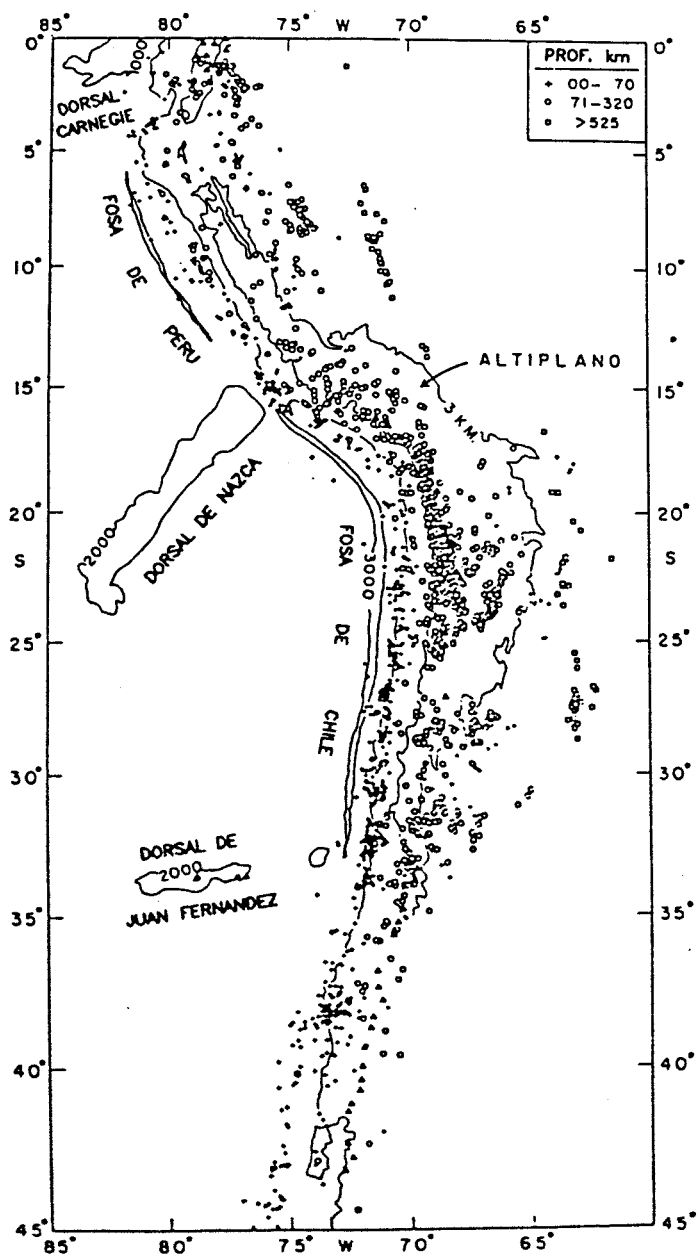


Fig. 3.1.1 Mapa de sismicidad de Sudamérica occidental. La batimetría (en brazas) es de Mammerickx et al. (1974). Los volcanes históricos (triángulos sólidos) fueron tomados de Casertano (1963), Richards (1962) y Hantke y Parodi (1966). El altiplano se representa, en forma aproximada, por un contorno de 3km (modificado de Barazangi y Isacks, 1976).

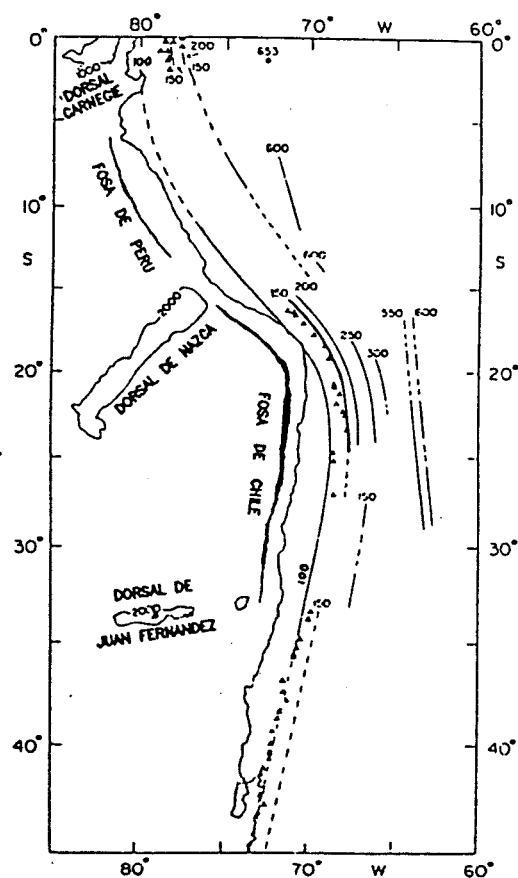


Fig. 3.1.2 Mapa que muestra los contornos de profundidad hipocentral a la parte superior de la zona sísmica inclinada. Las líneas segmentadas indican que los contornos están basados en menos datos que aquéllos mostrados con líneas continuas (adaptado de Barazangi y Isacks, 1976).

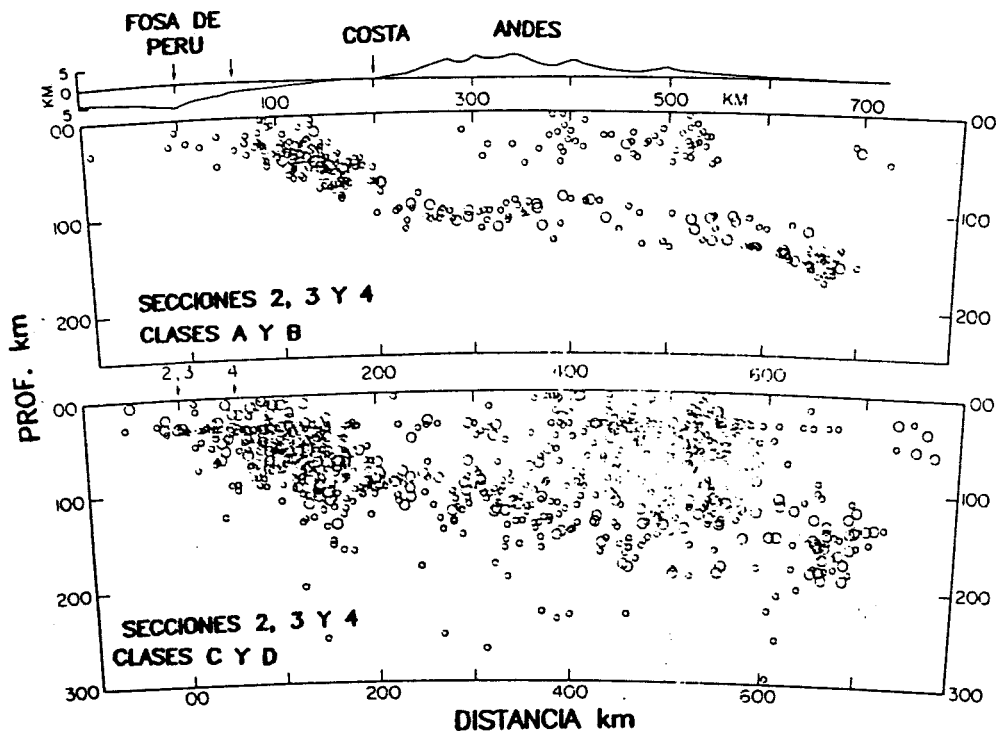


Fig. 3.1.3 Sección transversal compuesta de la sismicidad en el centro y norte de Perú. Esta sección tiene unos 1600km de ancho. Note que los datos de alta calidad (clase A y B), claramente, muestran una zona de Benioff bien definida y casi plana, que está, además, bien separada de la actividad andina superficial. Esto está en marcado contraste con la mayor dispersión de los datos de baja calidad (clase C y D) (adaptado de Barazangi y Isacks, 1979).

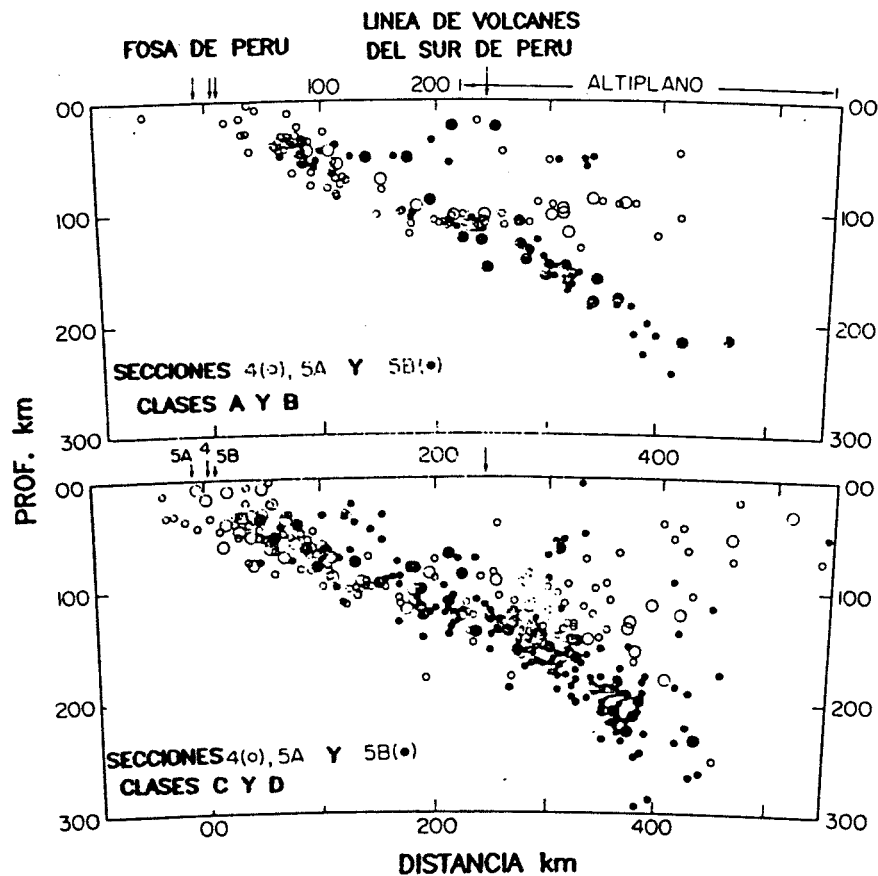


Fig. 3.1.4 Sección transversal compuesta de la sismicidad en el sur de Perú. Los datos de los límites sur del centro de Perú (círculos abiertos) claramente definen una zona de Benioff, relativamente, plana. Sin embargo, los datos de más al sur de Perú (círculos cerrados) definen, claramente, una zona de Benioff con un buzamiento de unos 25° – 30° . El desfase, aparentemente vertical en las profundidades de los eventos, es interpretado como una indicación de la existencia de una gran contorción en la placa de Nazca descendente (adaptado de Barazangi y Isacks, 1979).

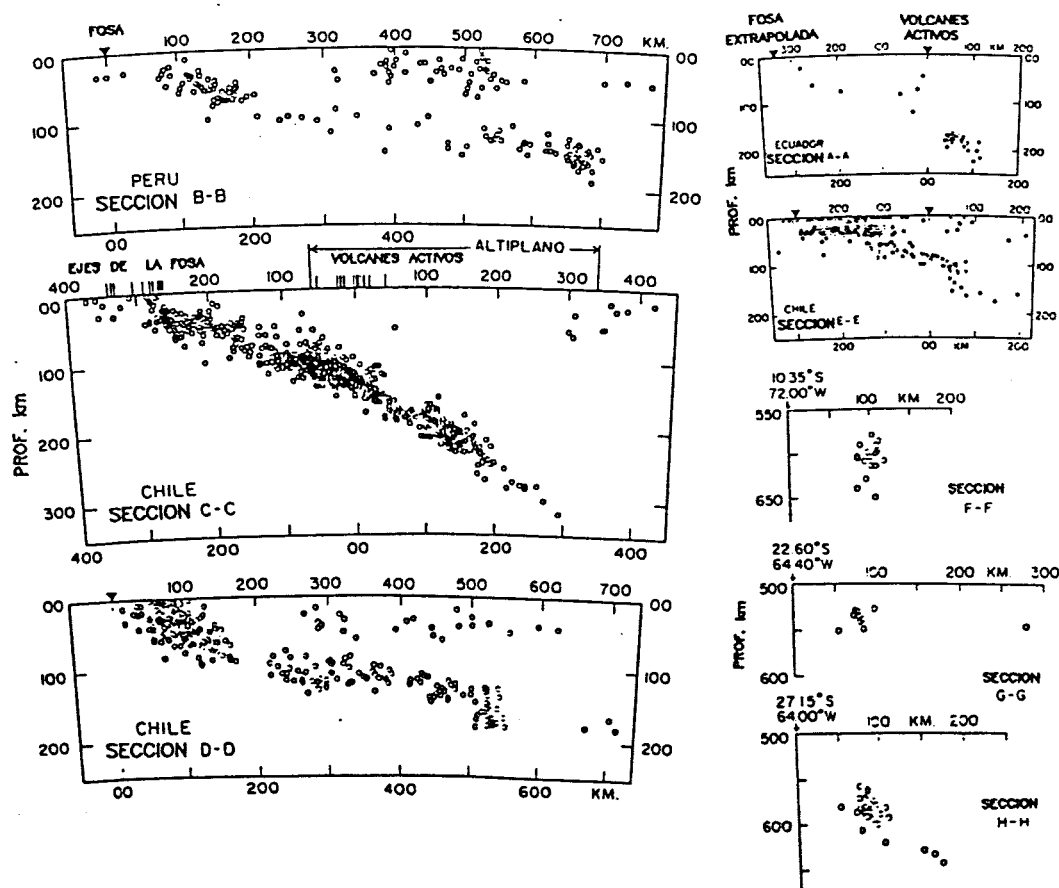


Fig. 3.1.5 Secciones transversales que muestran segmentos de zonas sísmicas inclinadas (A, B, C, D y E) y zonas sísmicas profundas (F, G y H). Ver figura 3.1.7 para localizaciones y límites de las secciones (adaptado de Barazangi y Isacks, 1976).

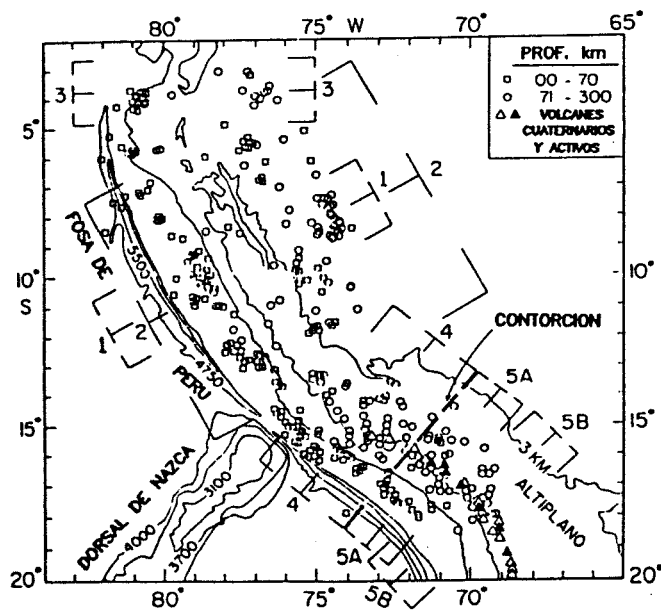


Fig. 3.1.6 Mapa de sismicidad de Perú que muestra la distribución de sismos bien localizados para el período 1964-1976. Las altas montañas están representadas por el contorno de 3 km. Se muestran las localizaciones y anchos de las secciones sísmicas transversales. Nótese la localización de la contorción inferida en la placa de Nazca descendente, que separa el segmento relativamente plano de la placa de Nazca descendente, bajo el norte y centro de Perú, del segmento más abrupto, bajo el sur de Perú (modificado de Barazangi y Isacks, 1979).

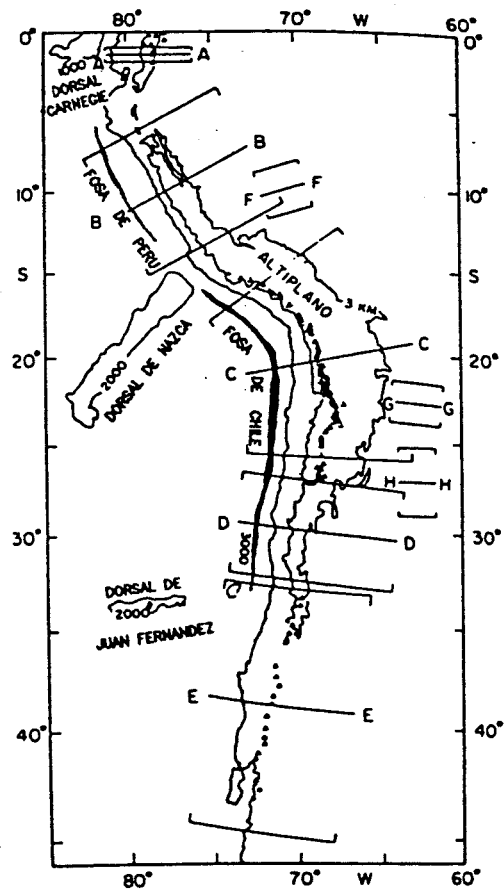


Fig. 3.1.7 Mapa que muestra las localizaciones y límites de las secciones transversales que definen cinco segmentos de zonas sísmicas inclinadas (secciones A, B, C, D y E), así como zonas sísmicas profundas (secciones F, G y H). Triángulos sólidos = volcanes históricos; triángulos abiertos = volcanes cuaternarios (de Zeil, 1964; Bullard, 1962) (adaptado de Barazangi y Isacks, 1976).

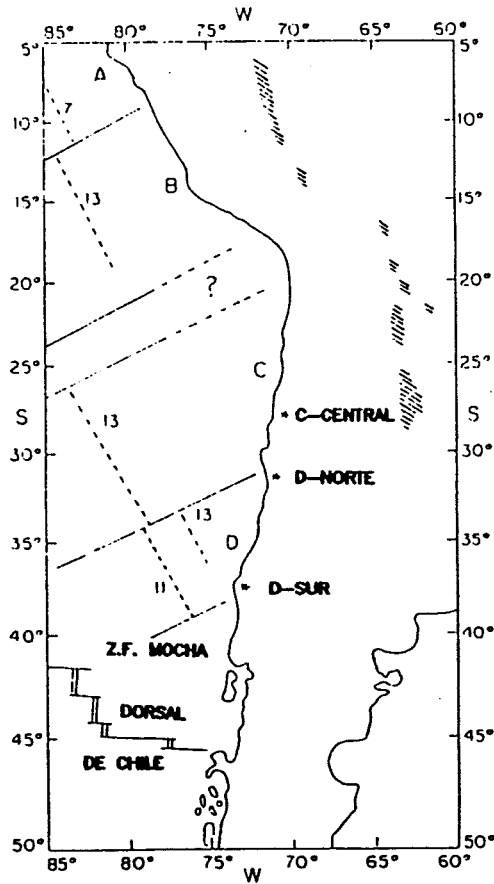


Fig. 3.1.8 Subdivisión de la zona de subducción de Sudamérica entre los 5° y los 46°S. Las secciones longitudinales A, B, C y D están basadas en patrones de anomalías magnéticas determinadas por Handschumacher (1976). El borde entre las secciones B y C es incierto. Se indican algunas de las anomalías identificándolas por sus números. Las zonas sombreadas indican regiones epicentrales de terremotos profundos (modificado de Wortel y Vlaar, 1978).

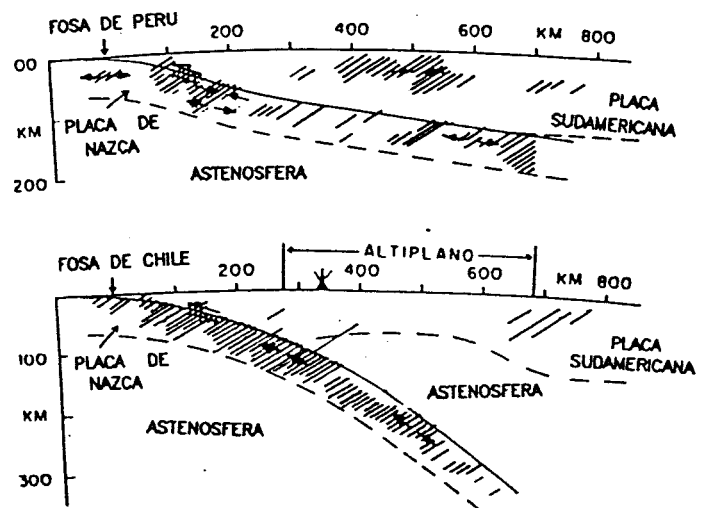


Fig. 3.1.9 Dos secciones transversales que muestran la geometría de la placa de Nazca descendente y la placa continental de Sudamérica. La sección de arriba corresponde al centro de Perú y al centro de Chile; y la de abajo, al sur de Perú-norte de Chile y sur de Chile. Las líneas finas inclinadas representan esquemáticamente la distribución de los hipocentros (modificado de Barazangi y Isacks, 1976).

ANTECEDENTES

En relación al proceso de subducción subhorizontal existente bajo el centro y sur de Perú (al norte de los 16° – 17° S) y bajo el centro de Chile (27° – 33° S), Kelleher y McCann (1976, 1977), Pilger (1981) y Nur y Ben-Avraham (1981) lo atribuyeron a una mayor fuerza ascensional ejercida sobre la placa oceánica bajo estos segmentos del continente sudamericano. Tal fuerza, anómalamente grande, se debería a la subducción de la dorsal de Nazca bajo Perú, y la cadena de Juan Fernández bajo el centro de Chile, cuyas densidades son intermedias entre las de una placa oceánica y una placa continental "típicas". Asimismo, otro efecto importante producido por la subducción de este tipo de estructuras anómalas sería el de impedir la generación de terremotos con zonas de rupturas extensas (~ 300 km o mayores). Este tipo de terremotos, por el contrario, sí se dan en aquellos segmentos que no enfrentan una rugosidad batimétrica importante en el margen de Chile y Perú, como es el de la zona que se estudia en esta tesis. Igualmente, las zonas perturbadas por estas estructuras batimétricas carecen de volcanismo histórico (cuaternario).

Wortel y Vlaar (1978), por otra parte, mostraron que la ausencia de sismos entre los 300 y 525 km de profundidad, la presencia o ausencia de volcanismo histórico y la variación del ángulo de subducción podían ser explicadas, al tomar en cuenta la variación espacio-temporal de la edad de la litósfera oceánica, al momento de entrar en subducción en la fosa. El fundamento físico que habría tras esto sería el que: una litósfera oceánica más antigua es más fría (pues está más lejos del centro de expansión, en la dorsal), y por ende es más densa (además que, por ser más antigua, ha tenido mayor tiempo para que se depositen más sedimentos sobre sí). Luego, al entrar en subducción, tiene una menor fuerza de boyantez, y, entonces, penetra con un mayor ángulo de buzamiento que una placa más joven y menos densa. Este mayor ángulo de subducción permite un desacople temprano entre las placas oceánica y continental, y con ello la intrusión posterior de una cuña astenosférica entre ambas, que posibilita el volcanismo (ver Fig. 3.1.9). Por el contrario, la subducción de una litósfera oceánica más joven (menos fría y menos densa) tiene lugar con un ángulo de buzamiento pequeño, dado el mayor poder ascensional de la fuerza de boyantez, con lo cual la placa oceánica penetra en forma subhorizontal bajo la placa continental. Esto último impide la existencia de una cuña astenosférica.

La coincidencia encontrada por estos autores entre sus datos de edad de la litósfera oceánica actual en la fosa y la presencia de sismos profundos y volcanismo,

es notable (ver Fig. 3.1.8). En efecto, la placa oceánica frente al sur de Perú y norte de Chile se caracteriza por ser más antigua que frente a las provincias del norte y centro de Perú y del centro y sur de Chile.

La contorción en la placa de Nazca, mencionado por Barazangi y Isacks (1976, 1979), estaría ubicada, en la fosa, en los 17°S (ver Fig. 3.1.6). Tal contorción sería, en consecuencia, coincidente con la zona de transición entre los segmentos B y C de Wortel y Vlaar (1978; ver Fig. 3.1.8).

Recapitulando las ideas anteriores, según Barazangi y Isacks (1979) la línea de volcanes cuaternarios en el sur de Perú se extiende hasta una distancia de unos 100 km al noroeste de la contorción en la placa de Nazca descendente (ver Fig. 3.1.6). Sin embargo, parece ser que el volcanismo pliocénico se extiende hasta una distancia de 400 km al noroeste de la contorción (Noble y McKee, 1977; Noble, 1978). Además, la expresión en tierra firme de la dorsal de Nazca y del extremo norte del Altiplano parecen ocurrir a una distancia de unos 300–400 km al noroeste de la contorción. Otro rasgo estructural significativo en el sur de Perú, en torno a los 14°S, es la zona de deflexión de Pisco–Abancay (Ham y Herrera, 1963), que representa un cambio mayor en la tendencia de la tectónica andina y del sistema de fallas subandino. Al norte de esta zona de deflexión las observaciones de campo de movimientos corticales en los años 70 indicaron que el centro de Perú estaba bajo un estado de compresión (e.g. Mégard y Phillip, 1976; Noble, 1978). Esto es consistente con los resultados obtenidos por Stauder (1975) de mecanismos de foco de sismos superficiales subandinos. Sin embargo, al sur de la zona de deflexión, en la región del Altiplano, las observaciones de campo indican neotectonismo extensional predominante (Megard y Phillip, 1976). Luego, es posible que exista una estrecha relación entre los siguientes rasgos: (1) el volcanismo del Cuaternario y del Plioceno, (2) el Altiplano, (3) la dorsal de Nazca, (4) la contorción, (5) la zona de deflexión de Pisco Abancay, (6) el neotectonismo y el estado de esfuerzos y (7) el gran recodo en la línea de la costa, cerca de la frontera de Perú y Chile.

De acuerdo con Barazangi y Isacks (1979), es posible especular que la dorsal de Nazca, que puede representar una falla de transformación dormida (Anderson et al., 1976), sea una zona de debilidad, a lo largo de la cual la placa descendente se contorciona bajo el sur de Perú. Esto requeriría que la dorsal tenga un desfase a lo

largo de su rumbo. También es posible que el volcanismo del Cuaternario y Plioceno, en la región donde la placa descendente tiene en el presente una geometría plana, al noroeste de la contorción, pueda deberse a: (1) contorciones locales de la placa descendente durante etapas tempranas del desarrollo de la contorción y, por consiguiente, el posible atrapamiento de material astenosférico encima del borde sur de la placa descendente plana, o (2) la posible migración hacia el sur de la contorción, si es que esta contorción está estructuralmente relacionada con la propuesta migración hacia el sur de la dorsal de Nazca durante, al menos, el Plioceno y Cuaternario (Pilger, 1981). Sin embargo, Noble y McKee (1977) sugieren que el volcanismo del Cuaternario y Plioceno puede estar relacionado con contorciones subsidiarias en la placa descendente.

La causa de la geometría plana de la placa de Nazca descendente no está clara. Es posible que muchos factores sean responsables de esta geometría única. Un posible factor concierne a la edad de la placa de Nazca. El margen oriental de la placa de Nazca es relativamente joven (menor de unos 50 m.a.) y, entonces, tiene menor espesor y es más boyante que, por ejemplo, la más antigua placa Pacífica Occidental (~100 m.a.). Luego, la placa de Nazca descendente, probablemente, tiene menos fuerza gravitacional actuando sobre ella, en comparación con las placas descendentes más antiguas. Más aún, puede ser importante que la litósfera continental superior sea relativamente gruesa en comparación, por ejemplo, con las placas de tipo oceánico o de bloques continentales pequeños del Pacífico Occidental. Otro posible factor es descrito por Jischke (1975). El mostró que si la región entre las placas descendente y superior (la interfase) es angosta y varía con profundidad, aparecen fuerzas hidrodinámicas que pueden vencer las fuerzas gravitatorias que actúan sobre la placa descendente. Otros dos factores más que pueden contribuir al desarrollo de la geometría plana son: (1) la posibilidad que la placa superior de Sudamérica esté activamente "cabalgando" sobre la placa de Nazca descendente; esto es, el movimiento absoluto de la placa Sudamericana sea en dirección oeste, hacia la fosa de Perú. (2) Pilger (1981) (ver también Kelleher y McCann, 1976; Nur y Ben-Avraham, 1981) propuso que la geometría plana puede ser el resultado de la subducción de dorsales asísmicas, que tienden a reducir la densidad media de la placa descendente. Como consecuencia de esto fuerzas de boyantez tienden a reducir el ángulo de subducción de la placa descendente.

Finalmente, sobre la base de una comparación, a nivel regional, de longitudes promedio de cuencas y terrazas del talud superior con largos máximos de ruptura de terremotos y largos máximos de áreas de generación de tsunamis, Nishenko y McCann (1979) mostraron que: cuencas y terrazas más largas ocurren en forma característica en regiones con zonas de ruptura más grandes (ver Tabla 3.1.2 y Figs. 3.1.11 y 3.1.12). Esta relación puede explicarse por la reactivación cosísmica de las unidades estructurales dentro de la región antearco. La continua reactivación de la misma área podría influir en un desarrollo topográfico y estructural ulterior, produciendo rasgos con dimensiones comparables a las fuentes sísmicas y de los tsunamis. Las dos áreas principales de reactivación cosísmica son el alto estructural que separa el talud superior del inferior ("trench slope break"), y la región del arco frontal (ver Fig. 3.1.10). Luego, las cuencas del talud continental superior, las terrazas del océano profundo y otros rasgos batimétricos pueden servir como indicadores del régimen tectónico y del riesgo de eventos sismo-tsunami a lo largo de márgenes convergentes. Las variaciones en las dimensiones de las zonas de ruptura parecen también estar influidas por el comportamiento como bloques de la placa cabalgante. En muchos casos, las dimensiones de las cuencas y terrazas del talud superior son equivalentes a aquéllas de los bloques corticales. Además, las regiones con largos de terrazas o cuencas mayores de 100km poseen una historia de grandes rupturas que involucran segmentos adyacentes. En cambio, las regiones con terrazas o cuencas de dimensiones menores que 100km tienden a rupturarse independientemente de segmentos adyacentes.

Tabla 3.1.2 Relaciones regionales entre longitudes de terrazas y largos de ruptura

Región	n	Promedio	Máximas	Calidad
		Longitud Terrazas, km	Longitudes de Ruptura, km	
1. América Central (N)	6	65 ± 18	75-150	A
2. América Central (S)	3	40 ± 6	75-100	C
3. Filipinas	5	75 ± 14	50-100	C
4. Tonga	4	140 ± 30	100-150	C
5. Honshu Nororiental (S)	10	45 ± 31	75-150	A
6. Honshu Nororiental (N)	7	100 ± 25	200-300	A
7. Japón Sudoccidental	3	110 ± 7	150-300	A
8. Chile 30° - 38° S	3	164 ± 28	200	B
9. Chile 25° - 30° S	2	190 ± 80	200-300	C
10. Kuriles	4	125 ± 15	200-300	B
11. Kamchatka	6	140 ± 80	500*	C
12. Islas Rat	3	200 ± 40	600*	A
13. Alaska	1	800	800*	A
14. Aleutianas	1	1500	1200*	A

Los números de las regiones se refieren a los números en la Figura 3.1.12; n denota el tamaño de la muestra de terrazas. Las longitudes máximas de ruptura son de Kelleher y McCann (1976). Calidad de los datos: A > B > C. * indica evento individual.

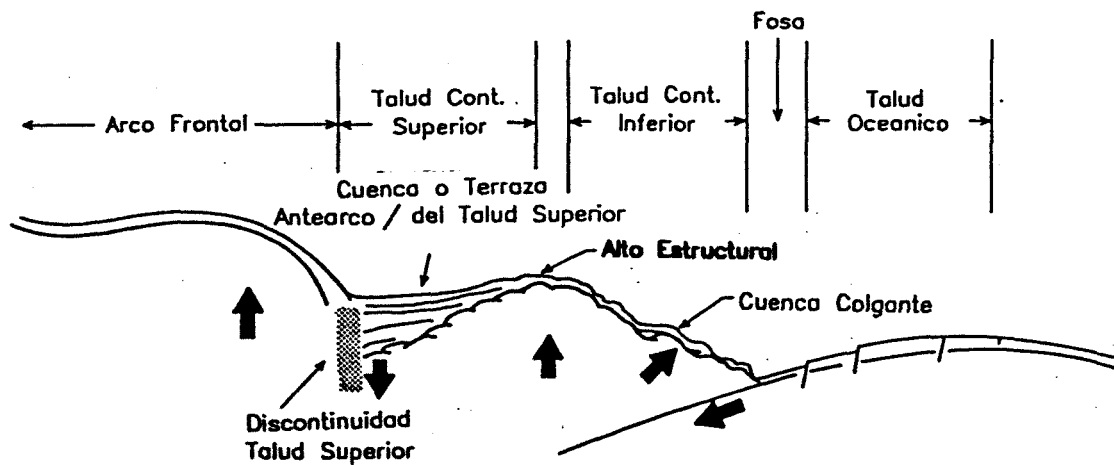


Fig. 3.1.10 Sección transversal esquemática de la región antearco (de acuerdo con Dickinson, 1973; Karig, 1974). Las flechas gruesas representan las direcciones del movimiento cortical dentro de la región antearco (adaptado de Nishenko y McCann, 1979).

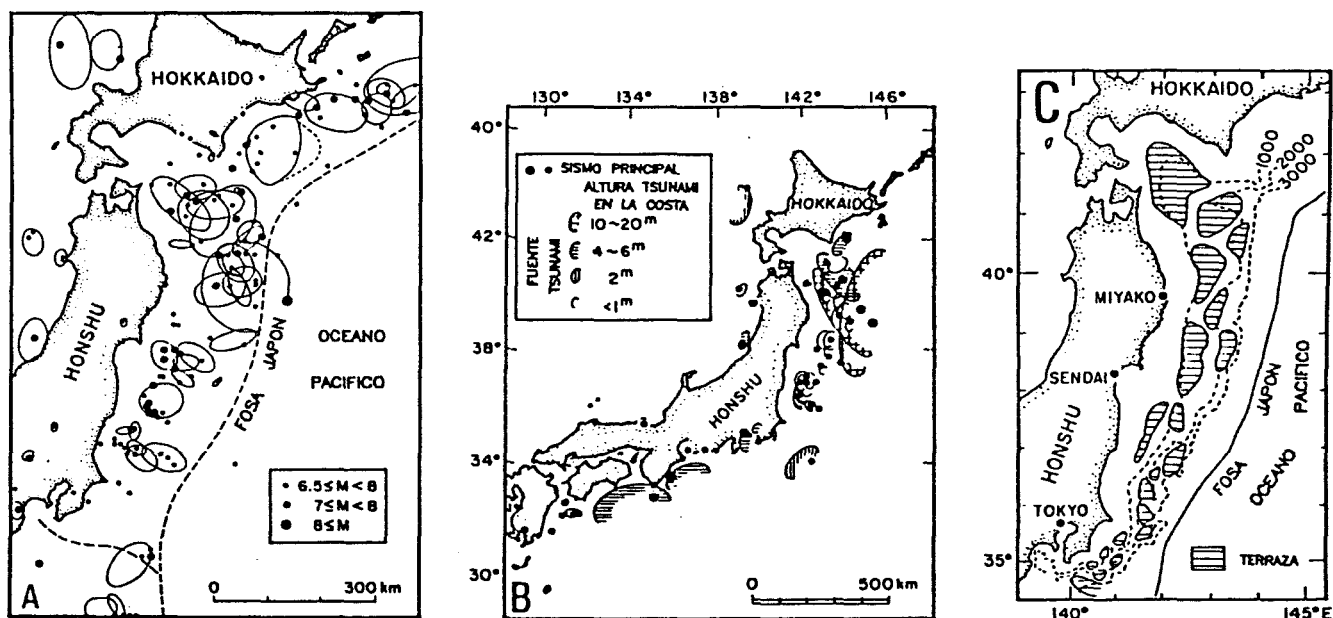


Fig. 3.1.11 Variaciones tectónicas a lo largo de la fosa de Japón. (a) Epicentros (puntos) y regiones focales (líneas finas) de terremotos superficiales de magnitud 6.3 o superior desde 1962 a 1973 (Utsu, 1974). (b) Areas fuente de tsunamis cerca de Japón desde 1893 a 1968 (Hatori, 1969). (c) Batimetría de la fosa de Japón y localizaciones de terrazas del océano profundo (según Iwabuchi, 1968). Note que las terrazas más extensas ocurren en la misma área que las fuentes de sismos y tsunamis más grandes. Las terrazas más pequeñas hacia el sur reflejan, correspondientemente, áreas fuente de sismos y tsunamis más pequeños (modificado de Nishenko y McCann, 1979).

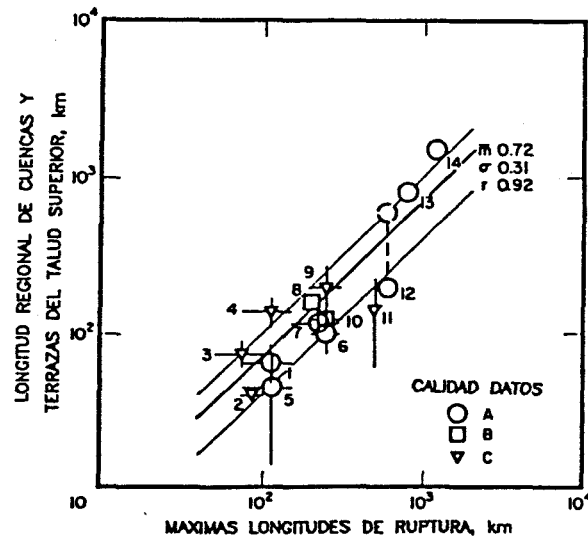


Fig. 3.1.12 Comparación regional del largo promedio de cuencas y terrazas del talud superior con la máxima longitud de zonas de ruptura de terremotos. Las dimensiones paralelas al eje de la fosa, de cuencas y terrazas, están promediadas sobre una región que exhibe una historia de longitudes de ruptura de terremotos similares. Los símbolos representan la calidad de los datos usados, y están centrados en las medias de ambos valores. Las barras verticales representan la desviación estándar de los largos de terrazas promediados en cada región. Las barras horizontales representan el rango de máximas longitudes de ruptura observadas en cada región; \bar{m} , σ y r son los valores promedio, desviación estándar y coeficiente de correlación para esta comparación. Ver Tabla 3.1.2 para localización de regiones (modificado de Nishenko y McCann, 1979).

3.1.3 Acoplamiento Sísmico en la Zona de Subducción del Norte de Chile

Kelleher et al. (1974) definieron como “zona de interfase”, entre las placas oceánica y continental, a aquella comprendida entre el eje de la fosa y el contorno aproximado del comienzo de hipocentros mayores de 70km de profundidad (ver Fig. 3.1.13a). Un refinamiento de esta idea lo constituye el concepto de “zona de acoplamiento sísmico”, definido por Tichelaar y Ruff (1991) como “el rango de profundidades de la interfase que es capaz de producir un terremoto de tipo inverso” (ver Fig. 3.1.14). La diferencia entre este concepto y el de Kelleher et al. (1974) radica en que la profundidad de desacople sísmico queda determinada por la evidencia sísmica misma, no por un corte arbitrario (el de los 70km de profundidad), seguramente inspirado en la clasificación clásica de los sismos según su profundidad focal (ver sección 2.1.7). Las Figuras 3.1.16 y 3.1.17 muestran las bandas que constituyen las **máximas** profundidades de acoplamiento sísmico en la región del Norte de Chile y en gran parte del margen chileno, respectivamente. Estos autores no determinaron una banda equivalente para la parte superior de la zona de acoplamiento.

Por otra parte, Tichelaar y Ruff (1991) concluyeron, sobre la base de soluciones de mecanismos de foco, que el buzamiento de la zona de acoplamiento era progresivamente mayor con el aumento en la profundidad focal de los sismos. Este hecho confirma lo que, geoméricamente, es dable esperar de acuerdo con la figura 3.1.15. Para efectos de comparación entre una zona y otra del margen continental chileno utilizaron, en cambio, el valor del buzamiento promedio definido por:

$$\delta = \tan^{-1}(d/h) \quad (3.1)$$

donde: d es la distancia horizontal desde el eje de la fosa a la proyección, sobre la superficie, de la banda de **desacople sísmico** entre las placas oceánica y continental; y

h es la profundidad de la banda de **desacople sísmico**.

La Tabla 3.1.3 corresponde a los valores de δ y h para las diferentes zonas de acoplamiento del margen continental de Chile. Los valores de δ y h son sistemáticamente menores que los de la Tabla 3.1.1. La razón es que los buzamientos de la Tabla 3.1.1 son el promedio de la zona sísmica superficial e intermedia, es

ANTECEDENTES

decir, considerando hipocentros de hasta unos 320 km de profundidad; en tanto que las profundidades focales consideradas en la Tabla 3.1.3 no superan los 53 km.

Tabla 3.1.3 Buzamientos de la zona de acoplamiento sísmico (δ) y profundidades de desacople (h) en el margen continental de Chile (el signo “?” indica que la profundidad de desacople puede extenderse algo más profundo) (Tichelaar y Ruff, 1991).

	“Norte de Chile”	“Taltal”	“Copiapó”	“Coquimbo”	“Valparaíso”	“Arauco”
	18°–24°S	24°–27°S	27°–30°S	30°–32°S	32°–35°S	37°–39°S
δ	18° ± 3°	16° ± 2°	14° ± 4°	16° ± 2°	19° ± 2°	12° ± 3°
h [km]	45–48?	36–41	48–52	48–53	44–49	41–53

Cabe destacar que la variación en el ángulo de subducción de la placa oceánica es, precisamente, uno de los indicadores de la segmentación de la misma. Esta segmentación no se manifestaría como semejando a las zonas de fractura que disectan las dorsales meso–oceánicas, sino, más bien, como contorciones (Ponce, 1992).

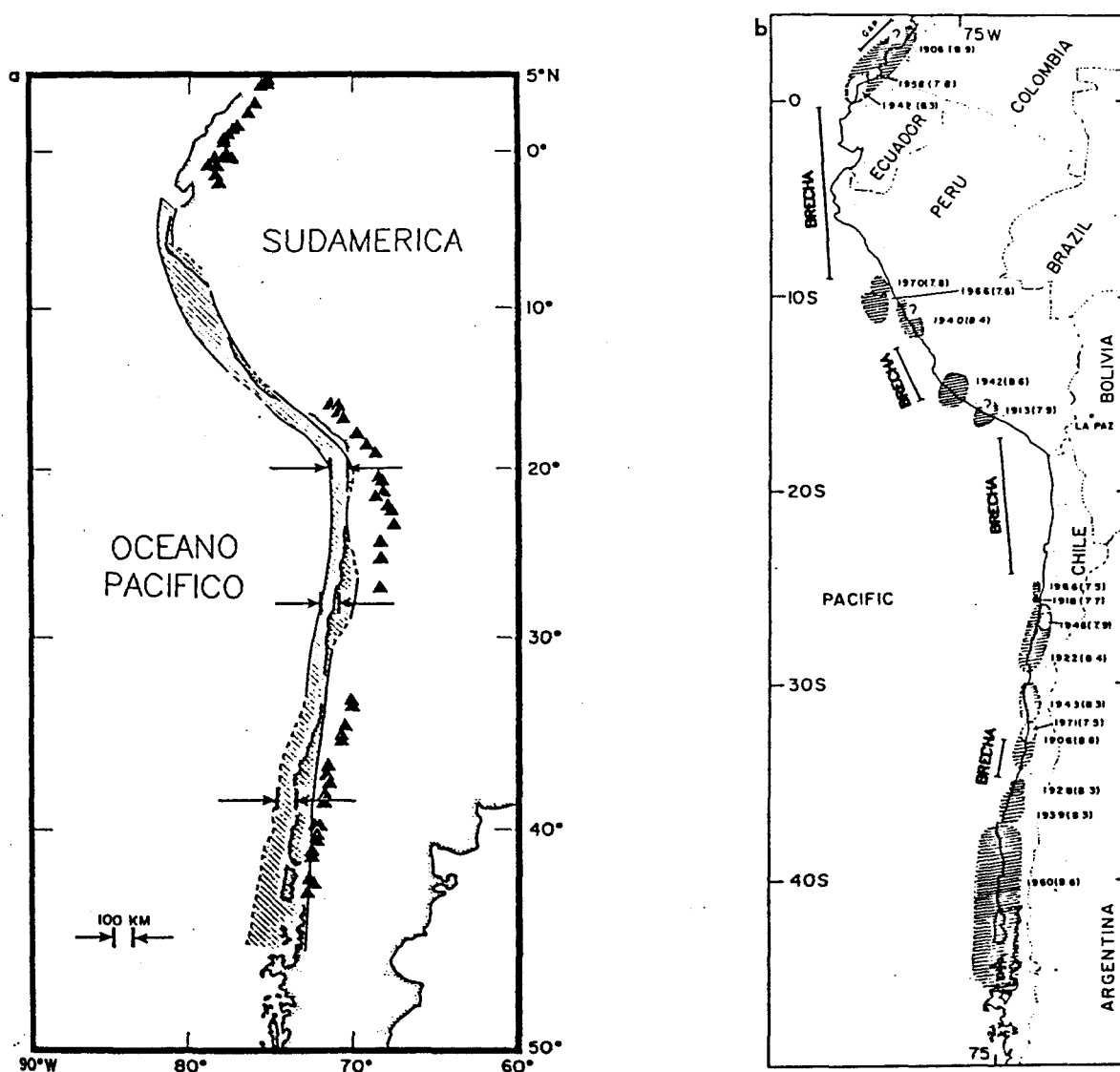


Fig. 3.1.13 (a) Ancho estimado de la interfase a lo largo de Sudamérica occidental. El borde oceánico de la región sombreada corresponde al eje de la fosa. El borde de más a tierra de la región sombreada es el contorno aproximado para el comienzo de los hipocentros de profundidad mayor que 70 km. El ancho de la región sombreada corresponde al ancho inferido de la interfase proyectada sobre la superficie. Los triángulos indican volcanes. Las flechas son, aproximadamente, paralelas con la dirección del movimiento de placas. Note que la línea de volcanes activos mantiene, aproximadamente, la misma distancia desde el eje de la fosa, y que la línea de contorno para los sismos superficiales se aproxima a los volcanes activos cerca de la zona de ruptura del gran terremoto de 1960 (aprox. 37°–46°S) (adaptado de Kelleher et al., 1974). (b) Zonas de ruptura de terremotos superficiales entre 1900 y 1971 y brechas sísmicas (las magnitudes están entre paréntesis) (modificado de Kelleher, 1972).

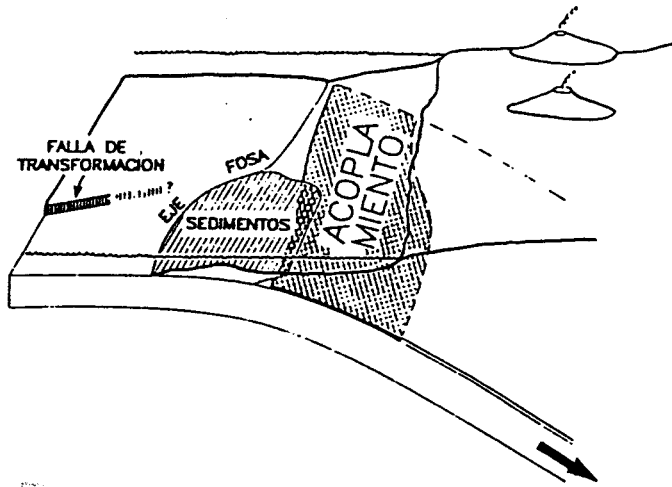


Fig. 3.1.14 Representación esquemática de la zona de acoplamiento (achurada en cruz). Mientras que las placas están acopladas a profundidades menores, bajo cierta profundidad están desacopladas. La máxima profundidad de acoplamiento sísmico puede variar a lo largo del rumbo del plano de falla inversa. Varios factores, incluyendo la presencia de volcanes y/o sedimentos en la fosa (achurados), pueden estar relacionados con la extensión vertical del acoplamiento sísmico. La segmentación horizontal de la zona de acoplamiento puede estar relacionada con fallas de transformación (modificado de Tichelaar y Ruff, 1991).

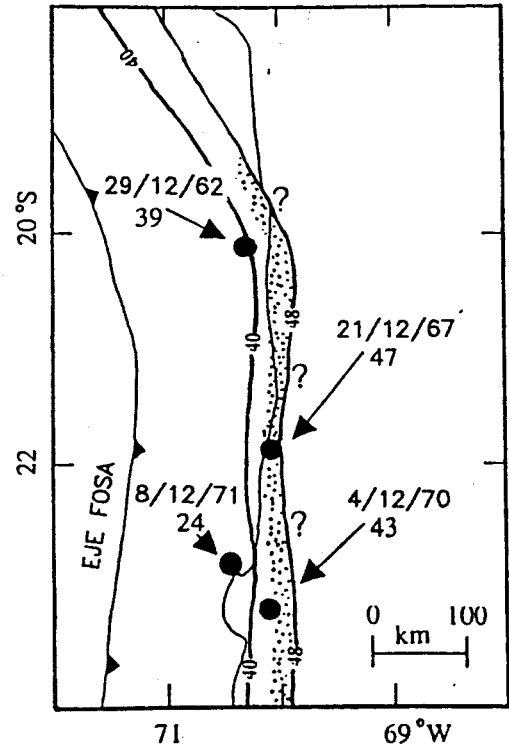


Fig. 3.1.16 Acoplamiento en el norte de Chile. Este se extiende, por lo menos, hasta unos 45–48km de profundidad. Los signos de interrogación simbolizan que el acoplamiento puede extenderse más profundamente (modificado de Tichelaar y Ruff, 1991).

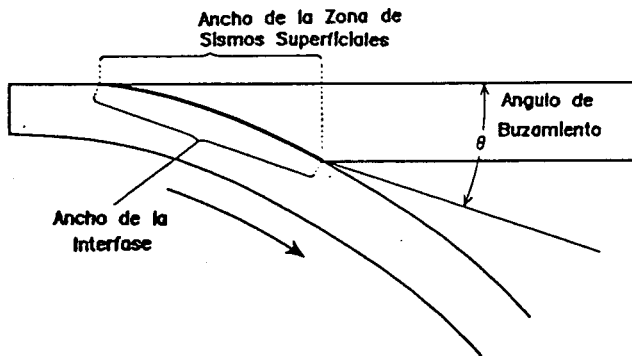


Fig. 3.1.15 (arriba, izquierda) Vista lateral del área de interfase entre las placas oceánica y continental de la litósfera, en una zona de subducción. Se muestran las relaciones entre el ancho de la interfase, la zona de sismos superficiales y el ángulo de buzamiento (modificado de Kelleher et al., 1974).

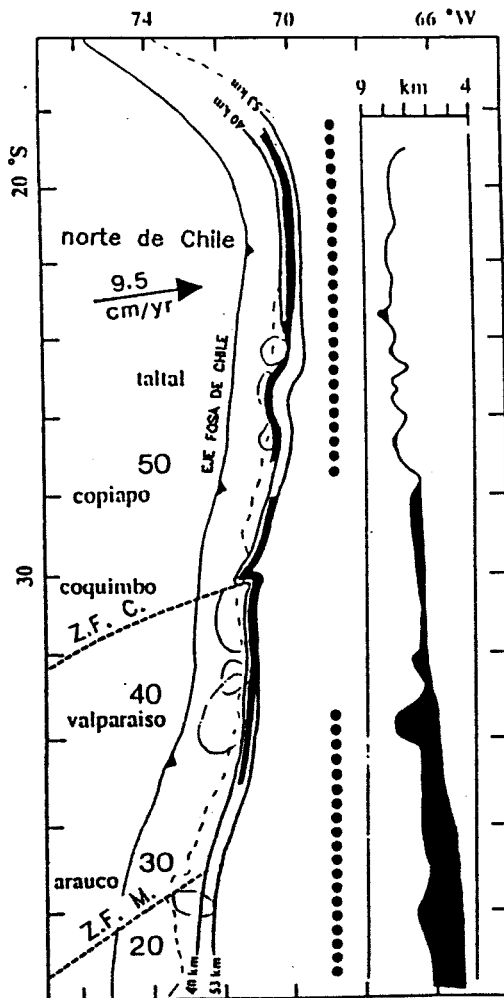


Fig. 3.1.17 (abajo, izquierda) Figura resumen de los resultados de Tichelaar y Ruff (1991). La figura muestra la profundidad máxima de acoplamiento sísmico (franja sombreada) a lo largo de la zona de subducción chilena. También se muestran los contornos de 40 y 53 km de la interfase de las placas. Los números grandes denotan la edad (en millones de años) de la litósfera oceánica en subducción, y la flecha representa la velocidad de la placa de Nazca con respecto a la de Sudamérica. Las líneas segmentadas muestran las zonas de fractura de Challenger y Mocha, y sus respectivas extensiones bajo el margen continental. Los puntos sólidos muestran esquemáticamente la presencia de volcanes activos y holocénicos (últimos 25 mil años) (Simkin et al., 1981). La intercalación, a la derecha, muestra la profundidad del basamento oceánico y la cubierta sedimentaria terrígena en la fosa (negro sólido) (Schweller et al., 1981) (modificado de Tichelaar y Ruff, 1991).

3.1.3 Elementos Tectónicos de la Fosa Perú-Chile

(Schweller et al., 1981)

Como en la mayoría de las fosas, las secciones transversales de la Fosa Chile-Perú se asemejan a un gigantesco signo de visto bueno (✓), con el flanco más abrupto representando al bloque continental o colgante (techo de la falla). Se puede usar cuatro unidades morfológicas básicas para describir la fosa: el alto batimétrico externo, la placa oceánica curvada hacia abajo, aquí denominada talud oceánico, el eje de la fosa y el talud continental.

Alto Batimétrico Externo

El alto batimétrico externo o elevación externa, comúnmente asociada con fosas oceánicas (Parsons y Molnar, 1976; Caldwell et al., 1976) está pobremente desarrollada a lo largo de la mayor parte de la Fosa Chile-Perú. En general, perfiles largos a través de la fosa y del fondo oceánico adyacente muestran una elevación externa mucho más baja que la presente a lo largo de la mayoría de los arcos de fosas del Pacífico occidental (Caldwell et al., 1976). Frente a Perú, la elevación por encima de las profundidad regional es en promedio de 200 a 300 m, mientras que frente a Chile, usualmente no existe una elevación significativa adyacente a la fosa (Fig. 3.1.18). Una notable excepción es el área del recodo de Arica cerca de los 20°S, donde la fosa posee una aguda curvatura cóncava hacia el océano (Fig. 3.1.19). En este lugar, ocurre una elevación de casi 1000 m justo en el borde oceánico de la fosa. El alto gravimétrico externo asociado de +80 mgal (Getts, 1975) es considerablemente mayor que las máximas anomalías de 50 a 60 mgal encontradas a lo largo de otras fosas del Pacífico por Watts y Talwani (1974). La gran elevación externa en el recodo de Arica debe relacionarse con esfuerzos desarrollados en conjunto con la subducción a lo largo de esta inusual curvatura cóncava de la fosa.

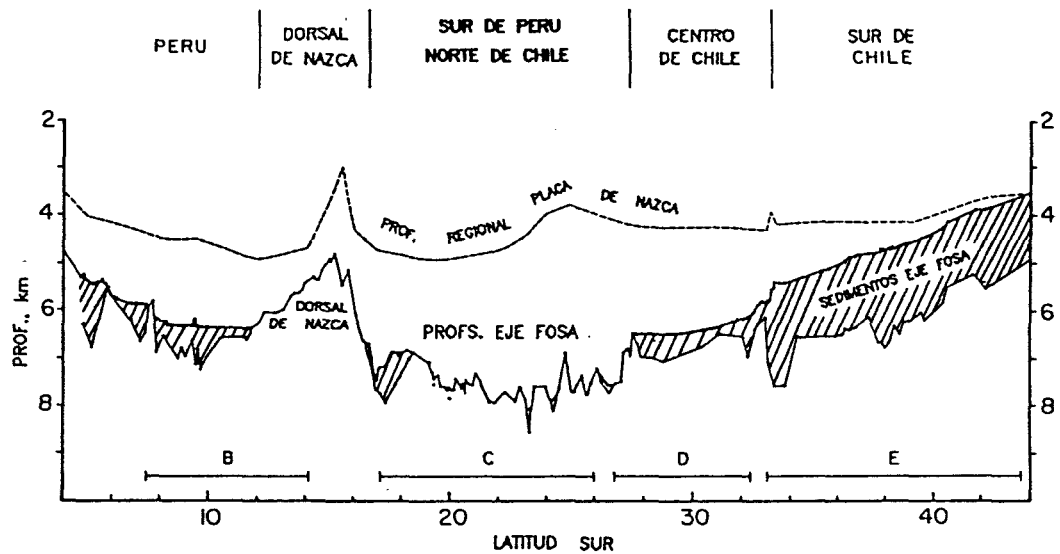


Fig. 3.1.18 Perfil de máximas profundidades del eje de la fosa a lo largo de la fosa Perú-Chile. El área sombreada de sedimentos axiales no incluye sedimentos de la placa oceánica. La profundidad regional de la placa a 300km del eje de la fosa es de Mammerickx y Smith (1978). Los nombres en el encabezado se refieren a las provincias morfotectónicas de la fosa. Las barras (B-E), abajo, se refieren a los segmentos de zonas sísmicas de Barazangi y Isacks (1976) (modificado de Schweller, 1981).

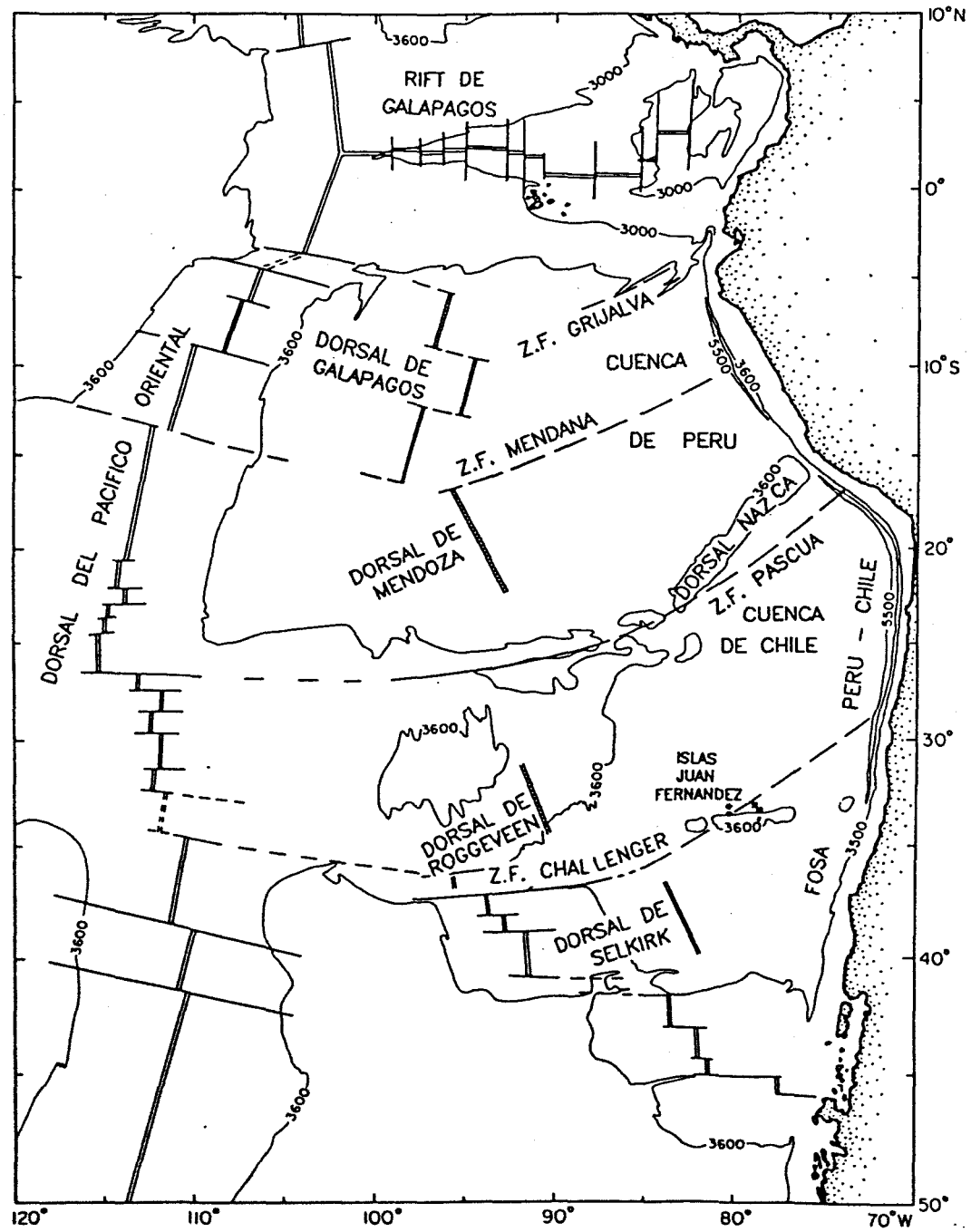


Fig. 3.1.19 Rasgos regionales de la placa de Nazca (modificado de Mammerickx y Smith, 1978).

Talud Oceánico

El talud oceánico es más abrupto donde las profundidades de la fosa son máximas. Frente a Perú y Chile central, al sur de los 28°S, el talud oceánico tiene una pendiente de entre 2° y 3° cerca del eje de la fosa, mientras que frente al norte de Chile entre los 18° y 28°S, las pendientes típicas son de 5° a 8° (Fig. 3.1.20). El ancho del talud continental es de alrededor de 50 a 80 km en la mayoría de las áreas. Sorprendentemente, el ancho no se incrementa significativamente cuando las profundidades del eje de la fosa se incrementan. En lugar de esto, la aparente flexión de la placa oceánica se hace más pronunciada a lo largo de las secciones más profundas de la fosa.

Schweller et al. (1981) distinguieron cuatro áreas de la placa oceánica descendente caracterizadas por valores de curvatura diferente. Estas variaciones en curvatura, generalmente, coinciden con cambios mayores y abruptos en la profundidad de la fosa (comparar Fig. 3.1.21 con Fig. 3.1.18).

De una revisión de perfiles de toda la Fosa Perú–Chile (desde un poco al norte de los 6°S hasta los 44°S) se encontró que las fallas en escalón estaban omnipresentes. Estas fallas exceden, lejos, en número a los graben, especialmente donde el buzamiento de la placa oceánica es menor que 3° (Schweller et al., 1981).

Eje de la Fosa

La Fosa Chile–Perú es de 2 a 3 km menos profunda que la mayoría de las fosas de los arcos de islas del Pacífico occidental (Fisher y Hess, 1963). Las profundidades del eje de la Fosa Chile–Perú se muestran en la Fig. 3.1.18, la cual fue compilada de aproximadamente 250 cruces completos de su eje. En todas partes, la fosa es relativamente somera frente a Perú y el sur de Chile, con profundidades axiales de 6.5 km o menos. La provincia central, frente al norte de Chile, es más profunda, con profundidades axiales de 7 a 8 km, y está limitada al norte por la dorsal de Nazca; y al sur por un escarpe de 1 km, cerca de los 28°S.

Donde la dorsal asísmica de Nazca intersecta la fosa en los 15°S (Figs. 3.1.18 y 3.1.19), el eje de la fosa decrece su profundidad en 2 km. Esta disminución de la profundidad es aproximadamente igual al relieve de la dorsal de Nazca fuera de la fosa. Sin embargo, el decrecimiento de la profundidad en la fosa constituye una

estructura más extensa (ancha) que el relieve de la dorsal de Nazca más hacia el océano, sobre la Placa de Nazca (Fig. 3.1.18). A diferencia de muchas juntas fosa-dorsal asísmica del Pacífico occidental, la intersección del dorsal de Nazca con Sudamérica no altera perceptiblemente la curvatura planimétrica arqueada de la Fosa de Perú (Vogt et al., 1976). Sin embargo, existe un marcado empinamiento del talud continental frente a la dorsal (Thornburg y Kulm, 1981).

Talud Continental

El talud continental es consistentemente más abrupto que el talud oceánico externo en la mayoría de las áreas, con pendientes de entre 5° y 10° en los 2 a 3 km más profundos, por encima del eje de la fosa (Fig. 3.1.20). Numerosas terrazas estructurales ocurren a lo largo del talud inferior a varios niveles, las que se extienden lateralmente de 10 a 30 km. Los registros de reflexión sísmica monocal no revelan virtualmente ninguna estructura al interior de la subsuperficie altamente difractante del talud inferior.

La pendiente se ve disectada por un cierto número de cañones submarinos al norte de los 7°S y al sur de los 33°S, adyacentes a regiones de alta pluviometría sobre el continente (serie de mapas de la GSA; Prince et al., 1980; Galli-Olivier, 1969). Hacia afuera de los desiertos costeros, entre los 10° y 30°S no existen ni cañones ni acumulaciones de sedimentos en el talud inferior, aunque las cuencas sedimentarias del talud superior estén presentes en algunas áreas (Kulm et al, 1981; Coulbourn y Moberly, 1977; Schweller y Kulm, 1978b). Lo anterior es coincidente con una pobreza de sedimentos de la fosa adyacente a las regiones áridas.

La Tabla 3.1.4 entrega el buzamiento promedio de la parte superior de la corteza oceánica bajo el margen continental como lo indican seis secciones transversales de anomalías gravimétricas y de sísmica de refracción (Couch et al., 1981). A pesar que las diferencias en el buzamiento son pequeñas, el buzamiento del plano de falla inversa es mayor al norte de la dorsal de Nazca, que al sur de dicha dorsal. El manto también se incrementa en la vecindad de la costa y de las montañas costeras en todas las secciones (Couch et al., 1981).

Tabla 3.1.4 Areas de secciones transversales de sedimentos sobre los márgenes continentales de Perú y Chile y buzamientos promedio de la parte superior de la corteza.

SECCION TRANSVERSAL	AREA (KM ²) DE LA SECCION		BUZAMIENTO DEL BORDE DE LA FALLA INVERSA
	LAT (° S)	TRANSVERSAL DE SEDIMENTO	
9° S	9.2	380	4.4°
FOSA DE PERU (12° S)	12.0	385	4.4°—6.6°
PISCO, PERU	13.5	255	5.1°
MOLLEND, PERU	17.0	480	3.8°
COPIAPO, CHILE	26.7	260	3.8°
CHILE CENTRAL	38.0	305	4.1°
PROMEDIO		345	4.6°

Es interesante confirmar con estos resultados la tendencia ya señalada con los buzamientos obtenidos por Tichelaar y Ruff (1991): a menor profundidad, menor es el buzamiento de la falla que separa la placa de Nazca de la placa Sudamericana. Ya que los buzamientos de la Tabla 3.1.4 son de la corteza solamente, era de esperarse que fueran aún menores que los obtenidos por Tichelaar y Ruff (1991).

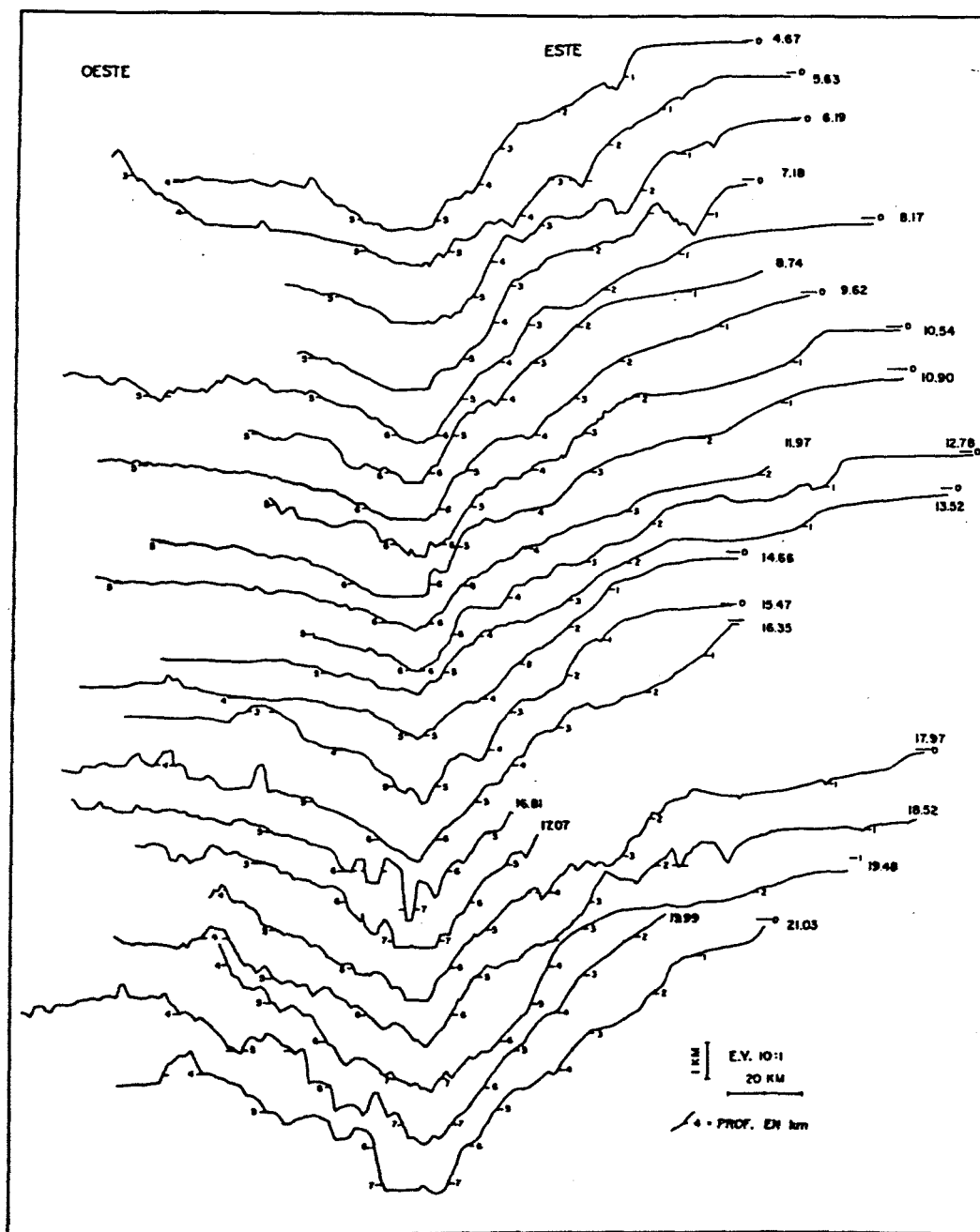


Fig. 3.1.20 a) Perfiles batimétricos seleccionados a través del margen continental y fosa de Perú y Chile. Los números índice dan la latitud del eje de la fosa (modificado de Schweller et al., 1981).

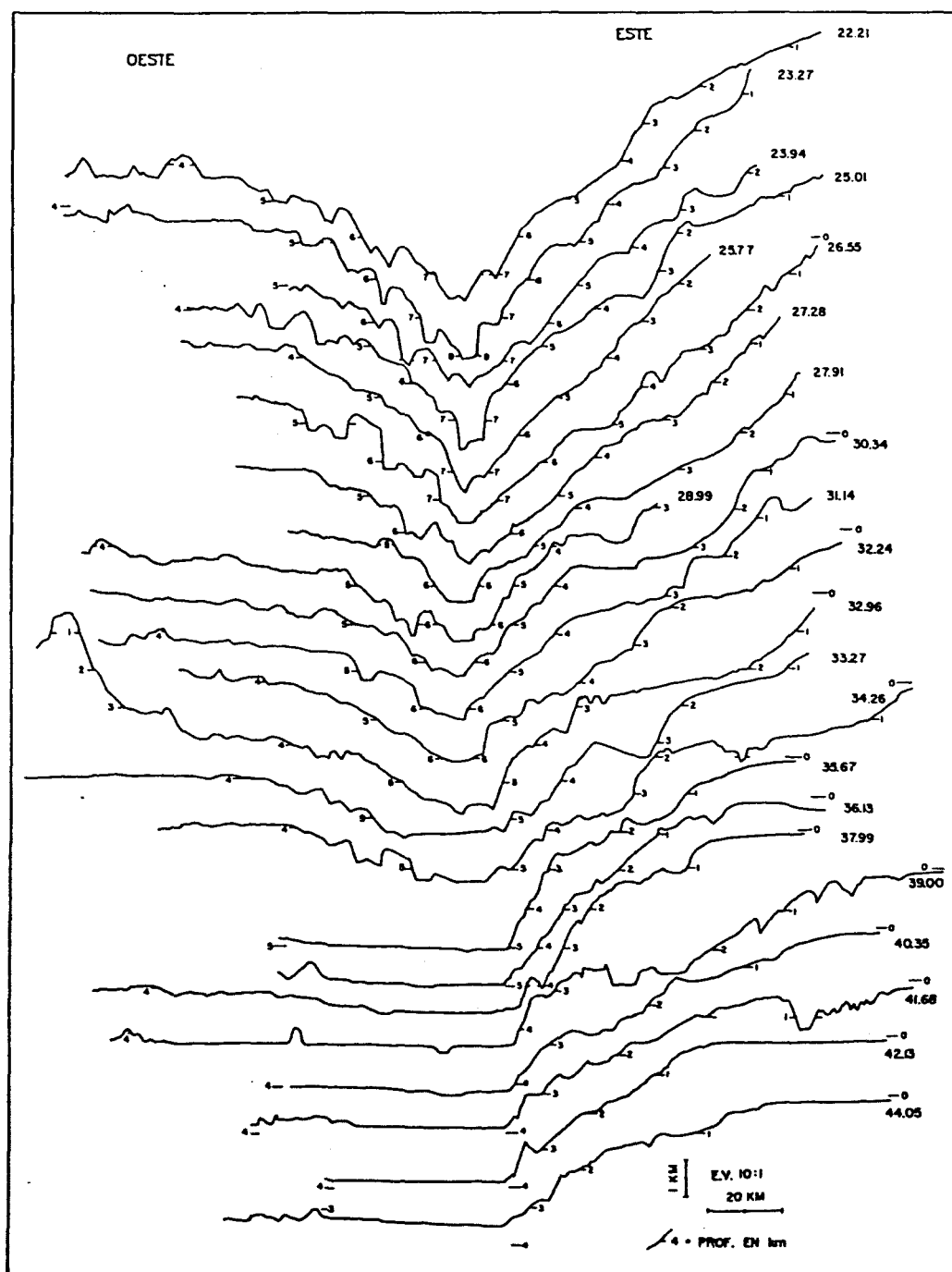


Fig. 3.1.20 b) Perfiles batimétricos seleccionados a través del margen continental y fosa de Perú y Chile. Los números índice dan la latitud del eje de la fosa (modificado de Schweller et al., 1981).

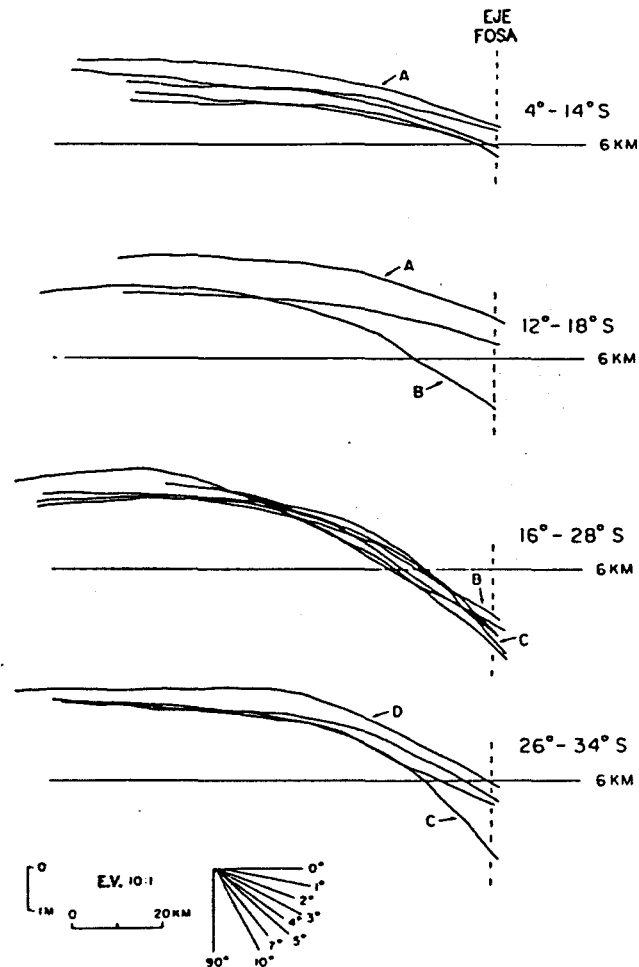


Fig. 3.1.21 Perfiles batimétricos promedio para secciones de dos grados de ancho a lo largo de la fosa de Perú-Chile, agrupados en regiones de similar curvatura de arqueamiento de la placa oceánica. Los perfiles indicados con letras corresponden a secciones de transición entre regiones: A, 12°-14°S; B, 16°-18°S; C, 26°-28°S; D, 32°-34°S (modificado de Schweller, 1981).

3.1.4 Provincias Estructurales de la Fosa Perú-Chile

Las características y tendencias estructurales de la Fosa Perú-Chile pueden usarse para dividir la fosa en cinco grandes provincias morfotectónicas (Fig. 3.1.18): Perú (4° – 12° S), Dorsal de Nazca (12° – 17° S), Sur de Perú–Norte de Chile (17° – 28° S), Centro de Chile (28° – 33° S) y Sur de Chile (33° – 44° S). El tercio sur de Chile (44° – 55° S) no bordea la Placa de Nazca y no se incluye en esta clasificación. Las fronteras de estas provincias varían en sus anchos, y las divisiones son algo arbitrarias, porque ni un solo criterio define todas las transiciones. Algunas fronteras, como la transición Perú–dorsal de Nazca, se manifiestan como cambios estructurales o morfológicos graduales que se extienden un grado o más de latitud. Otras, como la contorción Norte–Centro de Chile, cerca de los $27^{\circ}30'S$ (Fig. 3.1.18), están claramente definidas sobre unas pocas decenas de kilómetros, por saltos abruptos en la profundidad del eje de la fosa y la curvatura del talud oceánico de la fosa (Schweller et al., 1981).

Las zonas de transición entre las cinco provincias definidas por Schweller et al. (1981) son: A) 12° – 14° S; B) 16° – 18° S; C) 26° – 28° S; y D) 32° – 34° S.

En lo que resta de esta sección se efectúa una revisión de los rasgos tectónicos que caracterizan las cinco provincias de la fosa Perú-Chile que bordea la placa de Nazca. Aún cuando las provincias del Norte de Perú y del Centro y Sur de Chile no conciernen al tema de esta tesis, también se incluyen para fines de comparación con la provincias que sí se estudian.

– Provincia de Perú (4° – 12° S)

La placa oceánica posee un prominente alto batimétrico externo (Hussong et al., 1976).

El talud oceánico presenta una cubierta de sedimentos pelágicos y hemipelágicos que alcanza 200m. Bajo esta capa, el basamento presenta desfases en escalón entre los 6° y los 10° S (Schweller et al., 1981).

En la fosa, la evidencia más clara de la existencia de fallamiento de tipo inverso está dada por la presencia de una elevación de 900m de altura, cerca de los 9° S (Kulm et al., 1973b; Prince y Kulm, 1975; Schweller et al., 1981).

– Provincia de la Dorsal de Nazca (12°–17°S)

i) Placa de Nazca

En cuanto a la morfología se refiere, la placa oceánica no presenta un alto batimétrico externo consistente. Además, la corteza oceánica tiene un declive de aproximadamente 3° hacia la fosa (con fallamiento menor), desde una distancia de aproximadamente 60km, hacia el lado oceánico del eje de la fosa. En esta región la placa oceánica se inclina hacia abajo de un modo muy variable, puesto que el gradiente es constante frente a las cuencas del talud superior (100 a 200m de profundidad); convexo hacia arriba frente a la dorsal de Nazca (con forma de \cap); y complejamente fallado al sureste de la dorsal de Nazca. Una profunda depresión se ubica paralela al costado sureste de la dorsal de Nazca (Johnson y Ness, 1981).

Una cubierta de sedimentos pelágicos y hemipelágicos de 200m de espesor cubre el basamento oceánico, excepto en la dorsal, donde el espesor alcanza 400m, dado que el fondo queda menos profundo que la profundidad de compensación del carbonato de calcio (Kulm et al., 1974; Rosato et al., 1975).

ii) Eje de la Fosa

La traza de la fosa cambia de convexa a cóncava hacia el océano, en el recodo de los 17°S. Esta traza no se ve afectada por la presencia de la dorsal de Nazca, a pesar de su substancial expresión topográfica (1500m) (Johnson y Ness, 1981).

Sin embargo, el cambio en la traza de la fosa es coincidente con la presencia de batimetría en bloques (Fig. 3.1.22); en tanto que la dorsal coincide con una disminución en la profundidad del eje de la fosa, de 5km frente a ella, a 7km al noroeste o al sureste de la misma (Johnson y Ness, 1981).

No se han observado sedimentos axiales en ninguna parte de esta provincia (Schweller et al., 1981). Estos autores explican esta carencia de sedimentos por el poco relieve estructural que existe sobre el basamento de la fosa que permitiría atrapar las corrientes de turbidez del margen continental. De acuerdo con Johnson y Ness (1981), la ausencia casi total de sedimentos sería específicamente de turbiditas entre los 12° y los 16.5°S, donde sí habría sedimentos no deformados, suavemente inclinados hacia la fosa. Además, desde, aproximadamente, los 17°S hacia el sur, el

eje estaría relleno de turbiditas sin mayor distorsión. Coulbourn (1981), finalmente, afirma que una pequeña cuña de sedimentos rellena el segmento del eje de la fosa que posee rumbo sureste, excepto en los 18°S, donde se discontinúa por una "dorsal".

iii) Talud Continental Inferior

La pared interna de la fosa, algo más profunda de unos 4km, se empina a cada lado de la dorsal de Nazca. Este es uno de los pocos fenómenos que parece correlacionarse con la presencia de dicha dorsal. Esta pared está formada por un apilamiento caótico de sedimentos. Los cambios de gradiente están, frecuentemente, acompañados de pequeñas trampas de sedimentos (Johnson y Ness, 1981). En esta provincia, las terrazas son rasgos comunes y, frecuentemente, significativos (Kulm et al., 1977), estando la más inferior de 1 a 1.5km por sobre el eje de la fosa. Otras terrazas ocurren, frecuentemente, más arriba, pero sin el atrapamiento de sedimentos significativo, frecuentemente observado en el Pacífico occidental y septentrional (Johnson y Ness, 1981).

iv) Talud Continental Medio

El talud medio (2-4km de profundidad) sufre un cambio de carácter entre Lima y Mollendo. Frente a la dorsal de Nazca tiene un gradiente de 1:12 (4.8°); y en el resto de esta provincia, de 1:16 (3.6°) (Johnson y Ness, 1981).

A pesar que las terrazas aparecen frecuentemente en los perfiles de reflexión sísmica, no resulta fácil correlacionarlas de un perfil a otro. Entre los 12° y los 14.5°S las terrazas están rellenas con sedimentos no deformados, mientras que entre los 14.5° y los 17°S no lo están. El máximo relieve de este margen se observa entre los 16° y los 18°S, donde no se observa relleno sedimentario, a pesar que las terrazas se encuentran bien excavadas (Johnson y Ness, 1981).

v) Talud Continental Superior

Dado que el talud superior del sur de Perú no se ajusta a esquemas de clasificación convencionales (Karig y Sharman, 1975; Dickinson y Seely, 1979), Johnson y Ness (1981) lo definieron, por conveniencia, como yaciendo entre los 100 m

y los 2000 m de profundidad.

El desarrollo de cuencas frente a la dorsal de Nazca es mínimo, con estructuras subsuperficiales muy diferentes de las cuencas. Como contrapartida, en este nivel, al noroeste y al sureste de la dorsal de Nazca, se encuentran dos grandes cuencas: Lima y Arequipa (Johnson y Ness, 1981).

Algunos aspectos comunes de las cuencas de Lima y Arequipa son: yacer entre los 100 y 1500 m de profundidad, poseer extensos ejes sinclinales, y exhibir, ocasionalmente, fallamiento menor (Johnson y Ness, 1981).

La Cuenca de Lima comienza en forma angosta, en los 12.5°S y desaparece en los 14°S, justo al norte de la intersección con la dorsal de Nazca. (Las estructuras subsuperficiales cambian rápidamente entre perfiles donde el eje de la cuenca cruza las isóbatas, en los 13.5°S. Los reflectores no tienden a converger hacia el alto estructural externo, salvo los sedimentos de más arriba.) (Johnson y Ness, 1981).

La Cuenca de Arequipa yace a lo largo de la línea de la costa (16°–18°S), bajo un fondo con pendiente hacia el océano. El basamento no se observa dentro del límite de penetración sísmica (2 km), y los modelos de gravedad indican una gruesa sección de baja densidad (2.20 g/cm³) bajo el margen, frente a la costa. Las rocas metamórficas del Precámbrico (más de 570 m.a. de edad) ocurren inmediatamente tierra adentro, lo que implica que el basamento termina cerca de la costa o se inclina fuertemente hacia el océano (Johnson y Ness, 1981).

Una tercera cuenca se halla al norte de los 14°S. Se cree que es una extensión de la Cuenca de Pisco, situada en tierra firme. Esta está separada de la cuenca de Lima por distintas anomalías magnéticas y de gravedad, más estructuras anticlinales (Johnson y Ness, 1981).

Frente a la dorsal de Nazca el talud superior es más abrupto, con poca reflectividad por debajo del fondo. Los perfiles al sureste muestran un gradiente más gradual, como en las cuencas, pero los reflectores subsuperficiales sugieren un basamento denso con fallamiento en bloque (Johnson y Ness, 1981).

– Provincia del Sur de Perú–Norte de Chile (17°–28°S)

i) Placa de Nazca

En general, los perfiles topográficos de las fosas circumpacíficas son bastante similares entre sí (Hayes y Ewing, 1970); sin embargo, el alto batimétrico externo frente a Arica tiene un promedio de varios cientos de metros, algo que es extremo (Coulbourn, 1981).

Dentro del recodo de Arica el cambio de rumbo de la fosa, de sureste a sur, se ve acompañado por un cambio en el carácter del fallamiento y en un incremento del relieve. Coulbourn y Moberly (1977) encontraron una red de fallas en escalón en el talud oceánico, entre los 18° y 23°S. Según Coulbourn (1981), una red ramificada de escarpes de falla se extiende desde los 19° a los 21°S. Junto a esto, Coulbourn y Moberly (1977) notaron que algunos bloques grandes aparecían rotados hacia el océano en el área del recodo de Arica (19°–20°S), y que hacia el sur existía una transición gradual a estructuras tipo horst–graben. Schweller y Kulm (1978b) reconocieron un fallamiento predominante de tipo horst–graben entre los 23° y 34°S, y notaron que las fallas en escalón son ligeramente más comunes al sur de los 28°S.

A diferencia de las fallas en escalón, los graben son menos ubicuos a lo largo de la Fosa Perú–Chile, y están limitados, principalmente, a la presente provincia, donde la placa oceánica se curva agudamente hacia abajo. El talud oceánico está comúnmente rupturado por uno o dos graben mayores, con desfases verticales que exceden los 500 m, y con fondos de 4 a 7 km de extensión (Schweller et al., 1981).

Los perfiles de reflexión sísmica sugieren que los escalones existentes a lo largo de la Placa de Nazca en subducción tienen rumbo norte–sur, oblicuo al rumbo del segmento peruano de la fosa. Esta orientación preferente puede aparecer como una reactivación de la tendencia estructural, heredada durante la formación cortical en la dorsal del Pacífico Oriental (Coulbourn y Moberly, 1977). Sea cual sea su origen, el efecto es de desfasar al eje de la fosa en las intersecciones de las crestas de falla y la parte más baja del margen continental (ver Fig. 3.1.23) (Coulbourn, 1981). Como se muestra en la Fig. 3.1.24, las crestas de los bloques inclinados pueden actuar como diques, canalizando las corrientes de turbidez hacia el océano, y encima de porciones aisladas, no rellenas, del eje de la fosa (Coulbourn, 1981).

ii) Eje de la Fosa

En esta provincia, la fosa consiste en una serie de depresiones y cuencas con relieve estructural de 200–800 m sobre el basamento oceánico. La mayoría de las cuencas pequeñas contienen hasta unos pocos cientos de metros de turbiditas estratificadas horizontalmente. Las áreas de depresiones carecen de sedimentos atrapados, y están cubiertas por una delgada capa de sedimentos de la placa oceánica, generalmente, de sólo unos 100 m de espesor (Schweller et al., 1981).

Por otra parte, el eje de la fosa presenta varias elevaciones, producto de posible fallamiento inverso (Schweller et al., 1981).

iii) Margen Continental

Reflectores horizontales ocurren en montones aislados y representan sedimentos no deformados, atrapados en depresiones locales. Entre los 18° y los 19° S, tres de estos pequeños atrapamientos pueden relacionarse con cañones submarinos que continúan pendiente arriba hacia cuencas mayores (Fig. 3.1.23) (Coulbourn, 1981). Las cuencas antearco son una segunda categoría de depósitos sedimentarios en el recodo de Arica (Coulbourn, 1981). Dickinson y Seely (1979) denominaron cuencas construidas ("constructed basins") a las cuencas en las cuales "los estratos yacen en forma discordante a través de una juntura estructural del arco macizo, sobre el costado interno de la cuenca, y a través de los estratos deformados y acrecionados del complejo de subducción, sobre el costado externo de la cuenca". Seely (1979) usó la Cuenca de Iquique como ejemplo. A primera vista, las tres grandes cuencas del recodo de Arica (Arequipa, Arica e Iquique) parecen caer en aquella categoría, en la cual la porción más a tierra de la cuenca yace sobre las rocas del arco macizo (el bloque continental sudamericano); mientras la porción más oceánica está atrapada tras un complejo de subducción en deformación. Sin embargo, las ambigüedades de los datos a mano dejan abierta la posibilidad que las cuencas antearco del recodo de Arica sean cuencas intramacizo, subyacidas completamente por rocas del continente sudamericano (Coulbourn, 1981).

Muestras de testigos indican que las cuencas antearco del margen continental de Arica están rellenas de turbiditas y de fango verde-oliva a gris (Coulbourn, 1980). Estas capas sedimentarias son registradas en perfiles de reflexión sísmica

como reflectores que convergen en dirección al océano, hacia un alto estructural (Figs. 3.1.25 y 3.1.26), y documentan una historia de migración hacia tierra de centros de depósitos dentro de cada una de las grandes cuencas antearco del recodo de Arica (Coulbourn y Moberly, 1977; Seely, 1979).

Las dorsales ondulantes son características del margen continental en Arica, y pueden actuar como diques para atrapar sedimentos (Fig. 3.1.23). Estas dorsales son identificadas como altos topográficos o ejes, a lo largo de los cuales el basamento acústico alcanza niveles superficiales (Coulbourn, 1981).

A pesar que las tres cuencas más grandes parecen estar conectadas, ellas son estructuralmente discretas. Sus partes más profundas son cuencas separadas, y sólo el relleno sedimentario más joven conecta una cuenca con otra. Las culminaciones del basamento acústico en los 18°20'S y 19°40'S separan depresiones, sobre las cuales se han acumulado gruesas lentes de sedimentos. Existe una buena correlación entre mínimos de gravedad y localización de grandes cuencas antearco. Debido a que existe, en una gran escala, buena coincidencia, los mínimos locales de gravedad se ha asumido que identifican más subdivisiones de las cuencas donde el basamento acústico era muy profundo para ser detectado por el método de reflexión sísmica de un canal (Coulbourn, 1981).

Respecto de cuan lejos, hacia el océano, pueden observarse en los perfiles de reflexión sísmica las estructuras de tipo continental; y cuan grande puede ser el volumen ocupado por las rocas y sedimentos acrecionados, no existe una respuesta clara. Un gran reflector forma el basamento bajo la porción de las cuencas antearco del recodo de Arica (Coulbourn y Moberly, 1977). Así como frente al Arco de Sunda (Karig et al., 1979), aquel reflector se extiende no más allá del eje de las cuencas antearco. Dentro del recodo de Arica, la frontera que produce este fuerte contraste en impedancia acústica tiene dos formas. A lo largo de las fronteras de las Cuencas de Arequipa y Arica, en los 18°10'S, el basamento acústico posee ondulaciones que corren paralelas al rumbo del eje de la fosa. Por el contrario, el basamento acústico de la Cuenca de Iquique se eleva hasta el fondo marino en una serie de desfases escalonados, casi verticales, que sugieren fallamiento en bloques al interior del basamento frágil. Un contacto sedimento-roca, probablemente turbiditas de relleno de cuenca sobre corteza continental, podría producir los fuertes retornos observados.

El patrón de anomalías magnéticas residuales para la región sugiere que el basamento acústico no es corteza oceánica (Coulbourn, 1981).

La información geofísica a mano —desfases en escalón en el basamento acústico, fuertes reflexiones desde el mismo, y señal magnética de baja amplitud— sugiere que rocas continentales subyacen, al menos, la mitad de más a tierra de las cuencas del norte de Chile. Trozos de corteza oceánica, si acaso están presentes bajo el margen continental dentro del recodo de Arica, deben estar a considerable profundidad (Coulbourn, 1981).

— Provincia del Centro de Chile (28°–33°S)

La cubierta de sedimentos pelágicos y hemipelágicos sobre la corteza oceánica, del lado oceánico de la fosa, alcanza 200 m (Schweller et al., 1981).

La fosa, semejando una cuenca larga y continua, está parcialmente rellena por unos pocos cientos de metros de sedimentos. Esta cuenca es comparable en tamaño a las cuencas del segmento de la fosa de Perú, y contiene sedimentos estratificados horizontalmente menores de 500 m en espesor, y de una extensión de unos pocos kilómetros (Schweller et al., 1981). Junto a esto, se observan embancamientos en la cuenca del eje de la fosa, entre los 30° y los 33°S, pero al norte de los 30°S éstos están ausentes (Schweller et al., 1981).

— Provincia del Sur de Chile (33°–44°S)

A diferencia de las trampas de sedimentos niveladas de la Provincia de Perú, los sedimentos entre los 28° y los 44°S tienen un gradiente uniforme hacia el norte de aproximadamente 1:650, excepto por una fuerte inclinación alrededor de los 33°S, desde donde hacia el sur los sedimentos que rellenan la fosa se engruesan abruptamente a bastante más de 1 km. De hecho forman un gran depósito de sedimentos con forma de cuña, de hasta 2 km de espesor y 75 km de extensión, que casi repleta la fosa. Los perfiles de reflexión sísmica muestran estratificación horizontal en la superficie, y un creciente buzamiento hacia tierra, así como fallas dispersas y estructuras en canales (Fig. 3.1.27) (Schweller et al., 1981).

Un canal del océano profundo comienza al sur de los 40°S, y se extiende hacia el norte, hacia la provincia del Centro de Chile (von Huene, 1974; Schweller y Kulm, 1978a). Este canal axial penetra profundamente en la cuña de sedimentos de la fosa, dentro del área de máximo gradiente, en torno de los 33°S, sugiriendo erosión en esta área específica (Lister, 1971; Schweller y Kulm, 1978a).

3.1.5 Relación entre Estructuras Geológicas Costa Afuera y Tierra Adentro en la Provincia del Norte de Chile (18°–23°S)

Parece apropiado inferir que grandes porciones del margen son subyacidas por rocas continentales y, además, que el basamento acústico, más a tierra de la Cuenca de Iquique y en la mitad sur de la Cuenca de Arica, representa el contacto de sedimento sobre basamento continental. Esta aseveración es, además, avalada por el fallamiento de alto ángulo dentro del basamento (Fig. 3.1.26) (Coulbourn, 1981).

La localización de rocas extrusivas delinean los arcos volcánicos cuaternarios y terciarios. Los mapas geológicos muestran que el cinturón magmático se estrecha, desde un ancho máximo de 400 km en el norte de Chile, a aproximadamente 100 km en la latitud de Lima, Perú (Blondel, 1964; Paredes y Mégard, 1972).

Los datos geológicos muestran, por tanto, una historia de migración hacia el continente de la actividad ígnea en el norte de Chile, en contraste con una historia de sitios ígneos estabilizados en la mayor parte de Perú. Rutland (1971) atribuyó el movimiento hacia el este del plutonismo y volcanismo en Los Andes a la pérdida de corteza continental a lo largo de la zona de subducción. Sobre la base de relaciones de campo en Chile central, Katz (1971) llegó a una conclusión similar para el margen continental entre los 35° y 44 °S. También es posible que el corrimiento hacia el este del volcanismo chileno sea sólo una respuesta al decrecimiento del buzamiento de la Placa de Nazca en subducción, a través del tiempo. Si las implicaciones esbozadas por Rutland (1971) y Katz (1971) son aplicadas a Perú, donde el arco volcánico se ha mantenido estacionario, parece ser que la remoción de la placa continental puede no ocurrir a lo largo de tal sección de la zona de subducción, o, meramente, que el buzamiento de la placa en subducción no haya cambiado (Coulbourn, 1981).

La extensión cortical y el levantamiento regional diferencial caracterizan la

historia cuaternaria del norte de Chile (Mortimer, 1972; Paskoff, 1977). Las fallas de sobrecorrimiento y transcurrentes han sido mapeadas en el centro y norte de Perú (Mégard y Phillip, 1976), y a lo largo del flanco oriental de Los Andes, donde sedimentos del Devónico y Carbonífero son fallados en forma inversa hacia el cratón (Dalmayrac et al., 1971).

En Arica, específicamente, y a lo largo de la Fosa Perú-Chile, en general, el contacto entre estructuras de costa afuera y de tierra adentro es difícil de localizar (Coulbourn, 1981).

Desfases verticales son visibles en los registros de reflexión a lo largo del borde de más a tierra de la Cuenca de Iquique y dentro de la porción sur de la Cuenca de Arica (Fig. 3.1.23). Como se mencionó antes, los reflectores en escalón frente al norte de Chile contrastan con el basamento acústico ondulante frente al sur de Perú. A pesar que las fallas se alinean perpendicularmente a la línea de la costa en los 18°S y en los 19°40'S, con culminaciones que enmarcan la Cuenca de Arica, los desfases no pueden ser ubicados costa afuera de ninguno de los perfiles de reflexión sísmica. Las culminaciones del lado oceánico de las fallas, sin embargo, son identificadas con máximos de gravedad y con patrones magnéticos de onda corta (estrellas en las Figs. 3.1.28 y 3.1.29) (Coulbourn, 1981).

El margen continental Andino parece estar segmentado como respuesta tectónica a la convergencia de placas, de Arica hacia el norte, por estar resistiendo "atrición" (desgaste abrasivo), "erosión tectónica" o "corrosión" por parte de la placa de Nazca; y de Arica hacia el sur por estar desmigajándose y repartiéndose, o porque fue roto lateralmente por cizalla (Coulbourn, 1981).

De acuerdo con Couch et al. (1981), las mediciones de gravedad y batimetría sugieren que el margen continental de Chile estaría segmentado a intervalos de aproximadamente 280 km. Sin embargo, al sur de la dorsal de Nazca se notan sólo pequeñas diferencias en la estructura a lo largo del margen continental.

En resumen, las estructuras geológicas, generalmente, corren paralelas a la línea de la costa, tanto costa afuera como tierra adentro. El borde líder del continente está, probablemente, bajo las cuencas antearco; pero podría estar ubicado en cualquier lugar entre la línea de la costa y la fosa; y evidencias indirectas indican segmentación del margen continental. La geología subaérea contiene poca

información directa del margen continental. Por esto, la descripción de la geología del recodo de Arica debe confiarse a inferencias esbozadas de los datos geofísicos disponibles, y en la comparación con estructuras y tipos de rocas de otras zonas de subducción (Coulbourn, 1981).

3.1.6 Comparación de la Provincia del Norte de Chile (18°–23°S) con Otras Zonas de Subducción

Los estudios de refracción sísmica sugieren que la subducción de Perú–Chile difiere algo de los otros bordes de placa convergentes. Bajo el alto estructural las velocidades de las ondas compresionales de 5.9 a 6.2 km/s representan sedimentos consolidados y roca localizados de 1 a 2 km bajo el fondo oceánico (Fisher y Raitt, 1962; Hayes, 1966; Hussong et al., 1976). Estas altas velocidades exceden aquéllas de secciones similares, transversales a la Fosa de las Aleutianas (<4.5 km/s; von Huene, 1979), a la Fosa de Japón (5.7 a 5.9 km/s; Uyeda, 1974) y al Arco de Sunda (<5.6 km/s; Curray et al., 1977; 4.6 a 4.9 km/s; Kieckhefer et al., 1980). El concepto de un prisma de acreción de sedimentos y roca fragmentados, deformados y deshidratados, como Karig y Sharman (1975) propusieron para las zonas de subducción del Pacífico Occidental pueden explicar las bajas velocidades en “prismas de acreción” frente a Indonesia, donde grandes volúmenes de sedimentos entran a la zona de subducción, pero no parecen estar de acuerdo con las altas velocidades registradas frente a Sudamérica (Coulbourn, 1981).

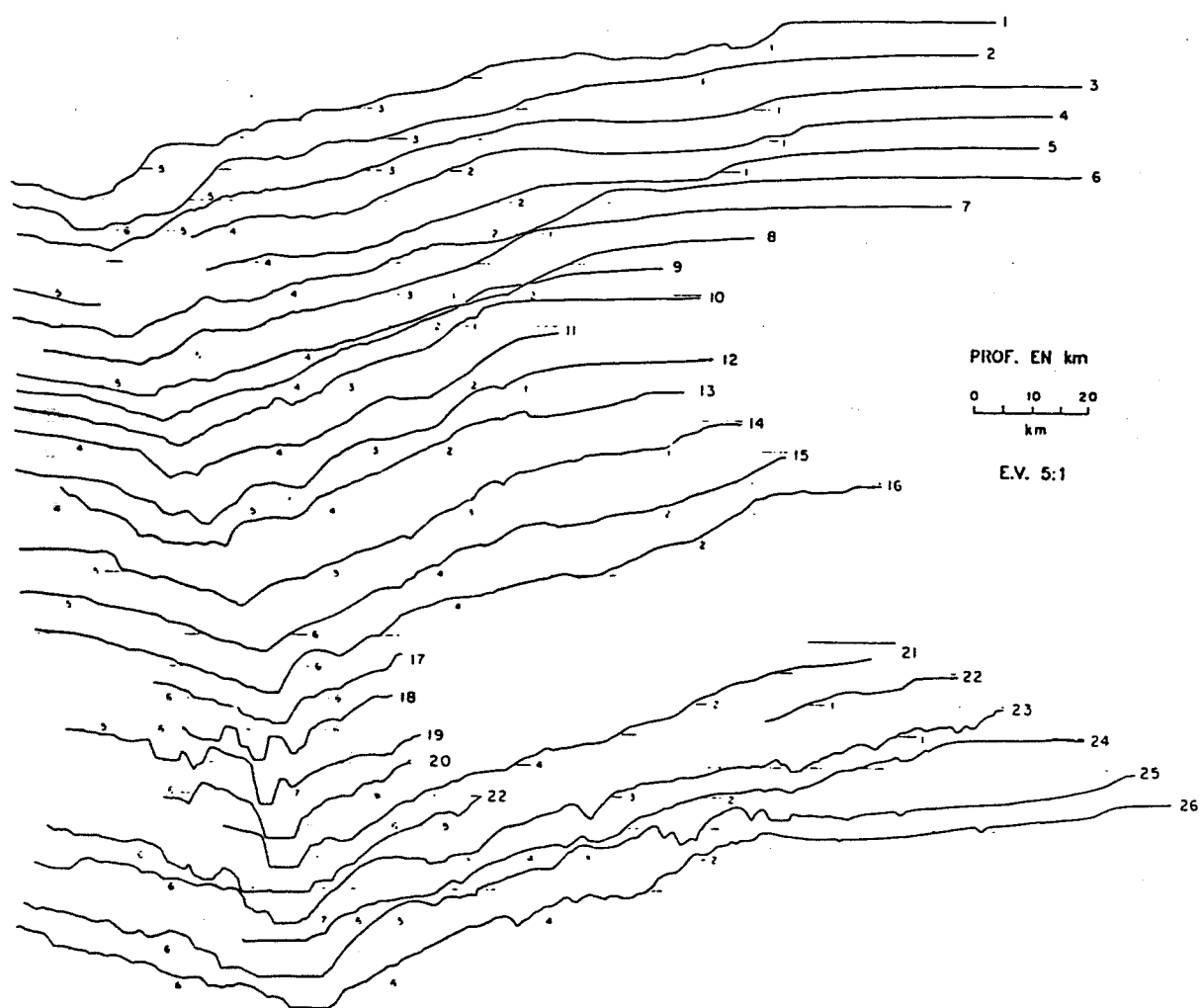







Fig. 3.1.22 Perfiles batimétricos a través del margen del sur de Perú (modificado de Johnson y Ness, 1981).




MAPA TECTONICO DEL SUR DE PERU Y
NORTE DE CHILE (TIERRA ADENTRO Y COSTA AFUERA)

LEYENDA





ROCAS SEDIMENTARIAS:

-  Sedimentos del Neógeno
Tierra adentro: sedimentos continentales del Plioceno Superior a Reciente, principalmente aluviales
Costa afuera: secuencias no deformadas de sedimentos pelágicos y hemipelágicos
-  Salares
-  Sedimentos hemipelágicos moderadamente deformados de cuencas antearco
-  Retornos acústicos no resueltos, representativos de secuencias sedimentarias altamente deformadas
-  Rocas sedimentarias del Mesozoico y Paleozoico
Chile: rocas sedimentarias y metasedimentarias del Devónico Medio a Cretácico Superior, principalmente submarinas, con intercalaciones volcánicas
Perú: rocas sedimentarias del Cretácico


ROCAS EXTRUSIVAS:

-  Rocas volcánicas del Cuaternario
-  Rocas volcánicas del Terciario
-  Rocas volcánicas submarinas del Mesozoico









ROCAS INTRUSIVAS:

-  Exposiciones de bloques fallados del basamento acústico; se supone granito, de edad desconocida
-  Granitoides del Jurásico
-  Granitoides del Triásico Superior al Paleógeno Superior
-  Granitoides del Pérmico a Triásico Superior

ROCAS METAMORFICAS:

-  Gruesa sección detrítica del Precámbrico con raras intercalaciones sedimentarias calcáreas y volcanogénicas, metamorfolizadas bajo condiciones que fluctúan entre facies de esquistos verdes y anfibolitas

SÍMBOLOS:

-  Sinclinal
-  Anticlinal; anticlinales de costa afuera son dorsales topográficos
-  Taludes abruptos
-  Altos estructurales que bordean el margen más oceánico de las cuencas antearco
-  Taludes abruptos, presumiblemente controlados por fallamiento de tipo normal
-  Eje de la fosa Perú-Chile
-  Fallas de alto ángulo
-  Cañones submarinos

DESCONOCIDO:



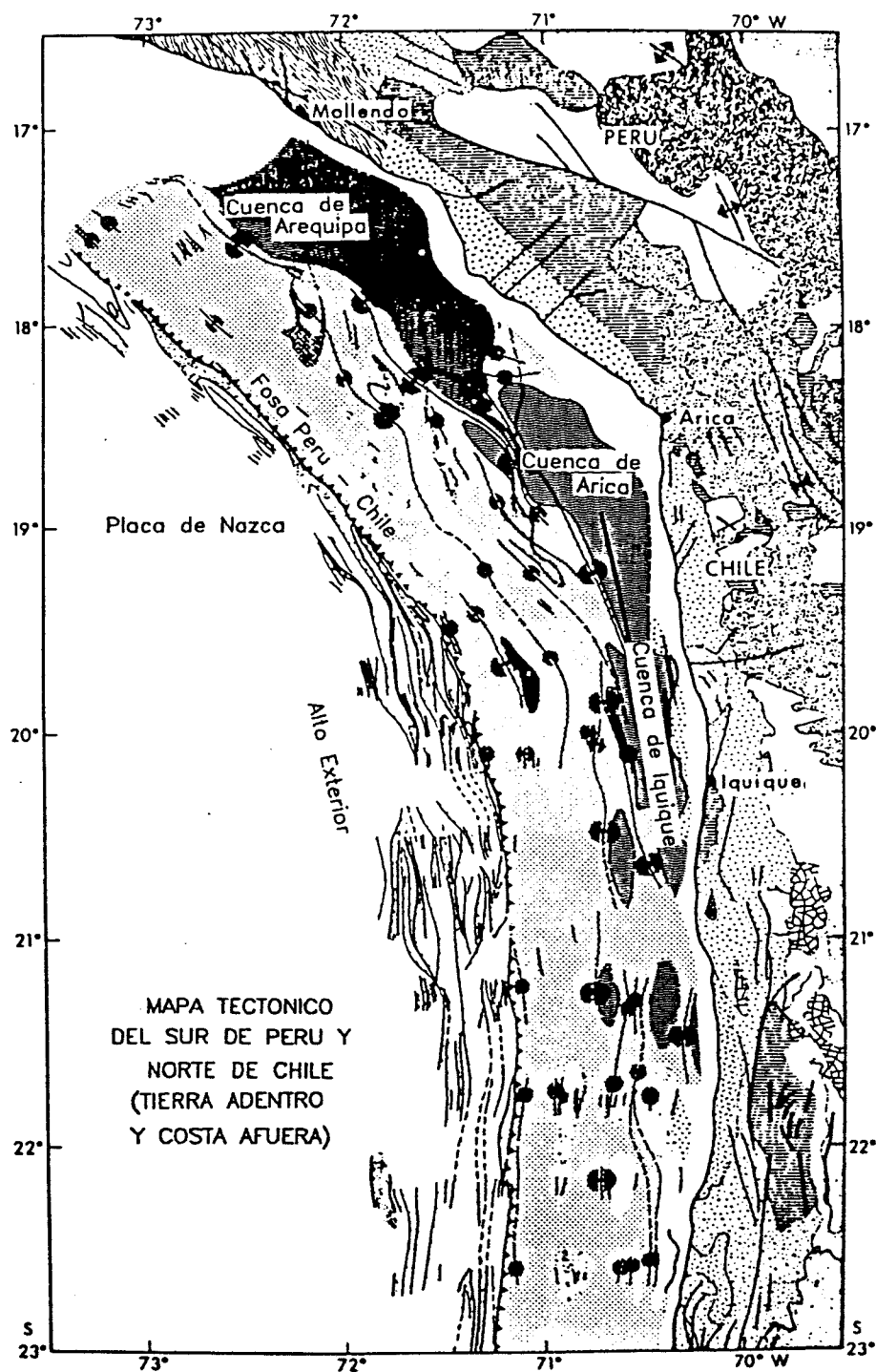


Fig. 3.1.23 Mapa tectónico de la región costera del sur de Perú y norte de Chile. Leyendas en la página de enfrente (modificado de Coulbourn, 1981).

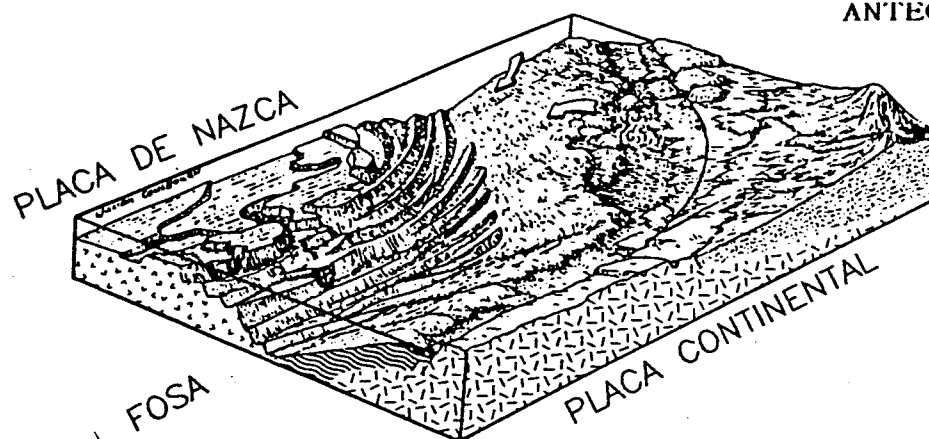


Fig. 3.1.24 Diagrama de bloque de rasgos estructurales subsuperficiales del recodo de Arica. Las dorsales de la corteza de la placa de Nazca intersectan el margen continental peruano en forma oblicua. Porciones elevadas de estos bloques pueden actuar como diques que canalizan las corrientes de turbidez del margen continental del sur de Perú hacia el océano y encima de porciones no rellenas del eje de la fosa. La linealidad de las trazas de los escarpes de falla está exagerada (modificado de Coulbourn, 1981).

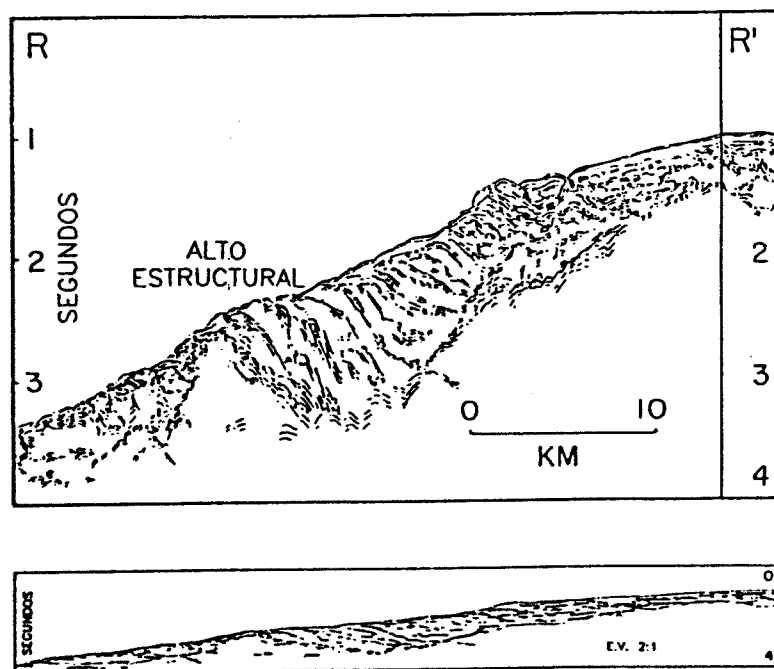


Fig. 3.1.25 (superior) Perfil de reflexión sísmica a través de una cuenca del margen continental del norte de Chile ($\sim 20.5^{\circ}\text{S}$). Los reflectores, generalmente, convergen en dirección al océano hacia un alto estructural. (inferior) El mismo perfil con una exageración vertical topográfica reducida a 2:1 (modificado de Coulbourn, 1981).

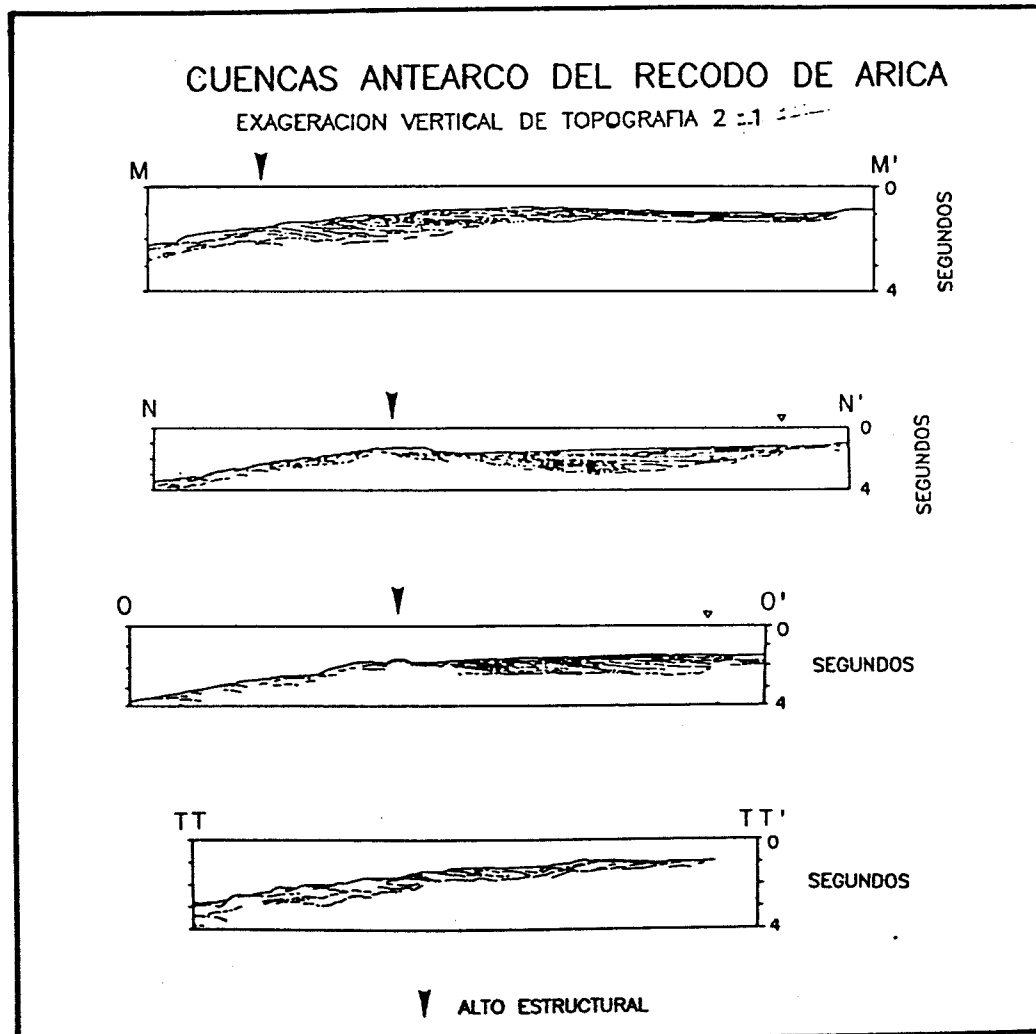


Fig. 3.1.26 Perfiles de reflexión sísmica a través del margen continental del norte de Chile (M-M': $\sim 19.5^{\circ}\text{S}$; N-N': $\sim 20^{\circ}\text{S}$; O-O': $\sim 20.4^{\circ}\text{S}$; TT-TT': $\sim 21.3^{\circ}\text{S}$ (modificado de Coulbourn, 1981).

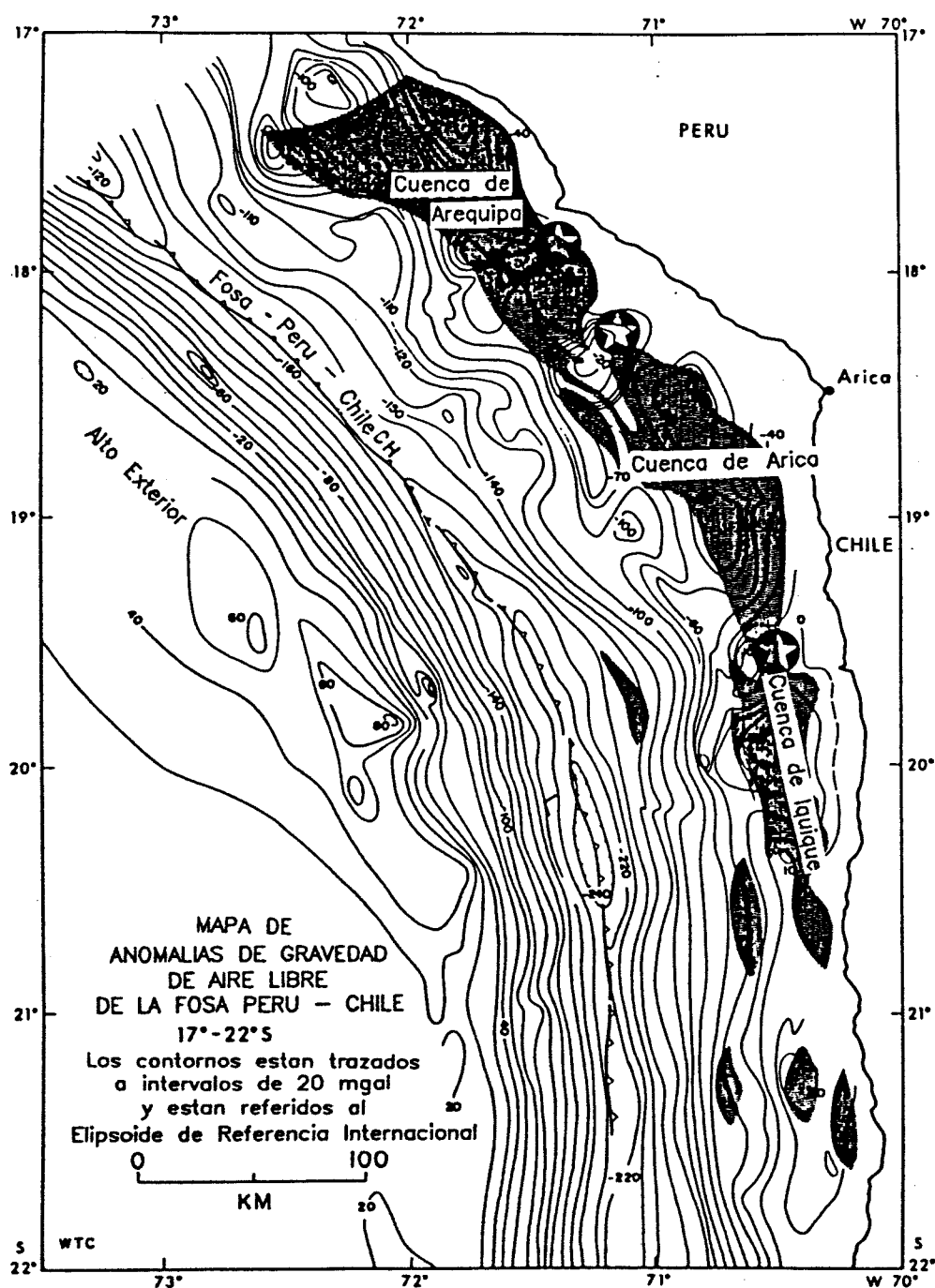


Fig. 3.1.27 Mapa de anomalías de gravedad de aire libre de la fosa Perú-Chile desde los 17° a los 22°S. El eje de la fosa es casi coincidente con el mínimo de gravedad. El patrón ondulatorio de las líneas muestra la distribución de cuencas a lo largo del margen continental. Los mínimos localizados de gravedad marcan depresiones en el basamento acústico del margen continental superior. Las estrellas indican la ubicación de los máximos de gravedad discutidos en el texto (modificado de Coulbourn, 1981).

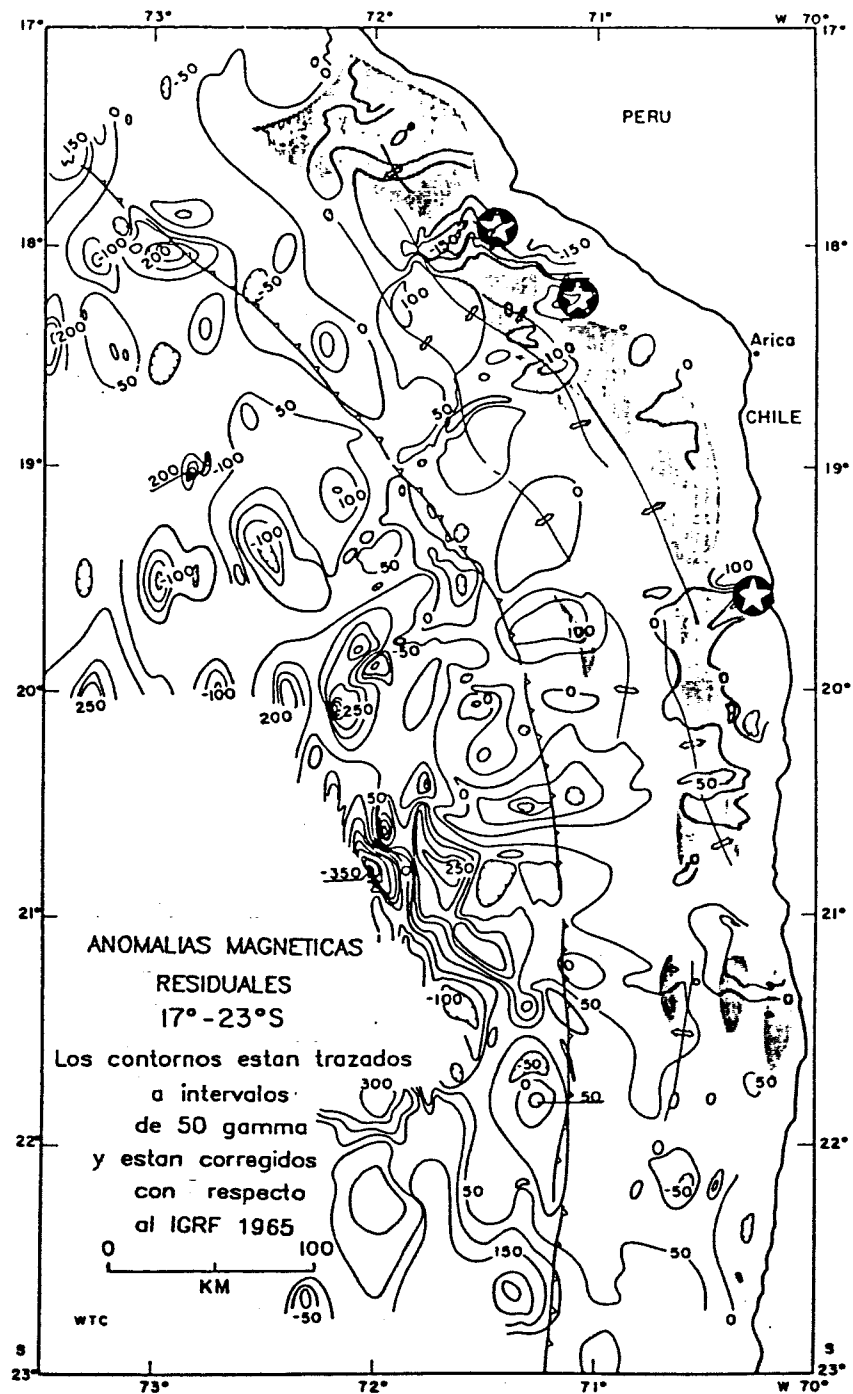


Fig. 3.1.28 Anomalías magnéticas residuales del segmento del recodo de Arica de la fosa Perú-Chile y el margen continental. Las anomalías de onda corta de la placa de Nazca contrastan con las anomalías de onda larga en el margen continental (modificado de Coulbourn, 1981).

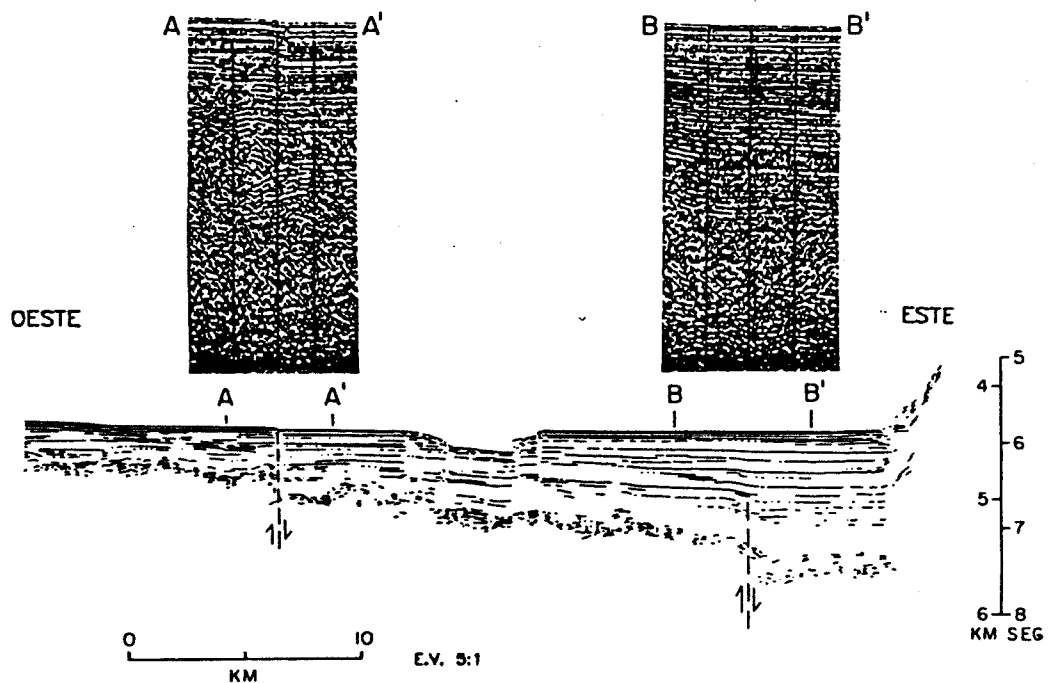


Fig. 3.1.29 Perfil de reflexión sísmica a través de la fosa de Chile en los 39°S, demostrando el incremento progresivo hacia abajo en el desfase de las capas sedimentarias encima de las fallas en escalón del basamento oceánico. La sección A-A' muestra un desfase reciente en la capa superficial, mientras que la sección B-B' está, aparentemente, inactiva. Un gran canal del océano profundo corta las turbiditas en el centro del perfil (modificado de Schweller, 1981).

3.2 SISMOS Y TSUNAMIS HISTORICOS EN EL SUR DE PERU-NORTE DE CHILE

3.2.1 Introducción

La zona afectada por los terremotos del 13 de agosto de 1868 y del 9 de mayo de 1877, esto es, el sur de Perú y norte de Chile, entre los 15°S y los 25°S presenta una secuencia histórica conocida de sismos que generaron tsunamis, que se remonta a la llegada de los españoles. La Tablas 3.2.1 y 3.2.2 resumen la estadística de los eventos más importantes:

Tabla 3.2.1: Terremotos tsunamigénicos del sur de Perú (15°–18°S) (Lockridge, 1985)

AÑO	FECHA		HORA	DATOS SISMOS				DATOS TSUNAMIS				REFERENCIAS
	MES	DIA		LAT. [° S]	LON. [° W]	M_s	H [km]	R. [m]	m	t	V.	
• < 1604	11	24	16:13	17.0	72.0	8.5	—	16.0	4.0	3.5	4	[7]
1725	03	27	—	(16.6	72.7)	—	—	2.0	—	1.5	—	[2, 7]
1868	10	02	—	17.0	72.5	—	—	1.0	—	0.5	—	[2, 7]
1869	08	19	—	16.0	73.5	6.5	—	—	—	—	—	[1, 2, 3, 7]
1913	07	28	05:39	17.0	74.0	7.0	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7, 9]
1913	08	06	22:14	17.0	74.0	7.9	33	—	—	—	—	[9]
1914	02	26	04:58	17.9	67.0	7.2	—	—	—	—	4	[2, 10]
1922	01	06	14:11	16.5	73.0	7.2	33	—	—	—	—	[9]
• 1942	08	24	22:50	15.0	76.0	8.6	60	2.0	1.0	—	3	[1, 2, 3, 7, 8, 9]
1960	01	13	15:41	15.8	72.8	7.8	160	6.7	—	3.0	4	[2, 7]

Tabla 3.2.2 Terremotos tsunamigénicos del norte de Chile (18°–25°S) (Lockridge, 1985)

AÑO	FECHA		HORA	DATOS SISMOS				DATOS TSUNAMIS				REFERENCIAS
	MES	DIA		LAT. [° S]	LON. [° W]	M_s	H [km]	R. [m]	m	t	V.	
1615	09	16	24:00	18.6	71.0	7.5	—	4.0	2.0	1.5	4	[1, 2, 3, 6, 7, 9]
1681	03	10	—	(18.5	70.3)	7.5	—	—	—	—	3	[6, 9]
• 1705	11	26	—	18.6	70.2	—	—	8.0	3.0	—	4	[2, 3, 7]
1715	08	22	—	(18.5	70.3)	7.5	—	—	—	—	3	[6, 9]
1836	07	03	22:30	22.5	70.3	7.5	—	2.0	1.0	1.0	3	[10]
• < 1868	08	13	20:45	18.6	71.0	8.5	—	21.0	4.3	—	4	[10]
1869	06	25	—	(19.6	70.2)	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
• 1869	08	24	17:10	18.6	70.0	6.8	—	2.0	1.0	—	4	[10]

Tabla 3.2.2 (Continuación). Terremotos tsunamigénicos del norte de Chile (18°–25°S). (Lockridge, 1985)

AÑO	FECHA			HORA	DATOS SISMOS				DATOS TSUNAMIS				REFERENCIAS
	MES	DIA			LAT. [° S]	LON. [° W]	M_s	H [km]	R. [m]	m	t	V.	
1871	10	05		00:50	20.1	71.3	7.5	—	—	—	—	—	[2, 7, 9]
1873	11	19		—	(23.6	70.4)	—	—	2.8	—	2.0	—	[2, 7]
* < 1877	05	10		02:16	19.6	70.2	8.3	—	24.0	4.5	—	4	[10]
1877	05	15		—	—	—	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
1877	08	23		—	(20.2	70.1)	—	—	1.0	—	0.5	3	[2, 7]
1878	03	12		—	(20.2	70.1)	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
1878	06	12		—	(23.6	70.4)	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
1881	07	14		—	(20.2	70.1)	—	—	1.4	—	1.0	3	[2, 7]
1881	10	27		—	(19.6	70.2)	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
1882	09	14		—	(19.6	70.2)	—	—	0.7	—	0.0	—	[2, 7]
1885	11	12		07:40	(20.2	70.1)	—	—	1.0	—	0.5	3	[2, 7, 9]
1903	09	26		—	(20.2	70.1)	—	—	0.7	-0.5	0.0	—	[2, 7, 9]
1906	05	07		—	(18.5	70.3)	—	—	1.5	0.6	0.0	—	[2, 7]
1906	12	26		06:53	18.0	71.0	7.9	33	—	—	—	—	[9]
1909	06	08		05:46	25.0	73.0	7.6	33	—	—	—	—	[2, 3, 6, 9]
1911	09	15		—	20.0	72.0	7.3	—	—	—	—	—	[9]
1923	08	12		12:11	(18.5	70.3)	—	—	0.7	-0.5	0.0	—	[2, 7, 9]
1928	11	20		20:35	22.5	70.5	7.1	33	—	—	—	—	[9]
1933	02	23		08:09	20.0	71.0	7.6	40	—	—	—	—	[2, 4, 7, 9]
1934	12	04		17:26	19.5	69.5	6.9	130	—	—	—	—	[2, 4, 7, 9]
1936	07	13		11:12	24.5	70.0	7.3	60	1.0	0.0	0.5	4	[1, 2, 3, 4, 9, 10]
1940	10	04		07:55	22.0	71.0	7.3	75	—	—	—	—	[9]
1948	12	26		07:12	22.5	69.0	7.0	—	0.7	-0.5	0.0	3	[2, 7, 9]
1956	01	08		20:54	19.0	70.5	7.1	65	—	—	—	—	[9]
1957	07	29		17:15	23.5	71.5	7.0	33	—	—	—	—	[9]
1967	12	21		02:25	21.7	70.0	7.5	33	0.7	-0.5	0.0	4	[2, 5, 7, 9]
1970	06	19		10:56	22.2	70.5	7.0	52	—	—	—	—	[9]
1970	11	28		11:09	20.9	69.8	6.0	33	—	—	—	—	[9]

NOTAS:

* indica que el terremoto causó un tsunami destructivo.

< indica que el tsunami fue reportado fuera de las costas de Sudamérica.

() paréntesis encerrando la latitud y longitud indican que el epicentro fue derivado de las coordenadas de una ciudad, dadas en la referencia.

Fecha evento: donde la hora es señalada, la fecha y la hora cooresponden al Tiempo Universal Coordinado (UTC). Donde la hora no es dada, la fecha del evento es la local, en la fuente del tsunami.

Latitud y longitud: se refieren a las coordenadas del epicentro.

M_s - magnitud del terremoto: cuando más de un valor fue encontrado en la literatura, el máximo valor fue listado en la tabla. Las magnitudes previas a 1900 no son instrumentales.

H - profundidad focal en kilómetros.

R. - altura de runup: la máxima altura del agua por encima del nivel del mar. Cuando más de un valor fue encontrado en la literatura, el mayor valor fue

usado en la tabla. Si ningún valor fue encontrado en la literatura, la altura de runup fue aproximada de la magnitud de tsunami reportada, o de la intensidad de tsunami, usando las respectivas ecuaciones (ver "magnitud de tsunami" e "intensidad de tsunami").

- m = magnitud de tsunami: $m = \log_2 h$, donde m es la magnitud de tsunami y h es la máxima altura de runup en metros, medida en la costa, desde una distancia de entre 10 y 250 km del origen del tsunami (Iida et al., 1967).
- i = intensidad de tsunami: $i = \log_2(\sqrt{2} h)$, donde i es la intensidad del tsunami, y h es la altura promedio de la inundación o la amplitud promedio del tsunami, basadas en registros de mareógrafos del área de la costa dada (Solov'ev y Go, 1975).
- V. = validez: se indica la probabilidad de real ocurrencia del tsunami con una clasificación de la validez de los reportes de dicho evento: 4 = tsunami definitivo, 3 = tsunami probable.

REFERENCIAS:

- [1] Berninghausen, 1962.
- [2] Cox, D. C., manuscrito no publicado.
- [3] Iida, K., Cox, D. C. y G. Pararas-Carayannis, 1967.
- [4] Hileman, J. A., Allen, C. R. y J. M. Nordquist, 1973.
- [5] International Tsunami Information Center, 1968-1976.
- [6] Lomnitz, C., 1970.
- [7] Solov'ev, S. L. y Ch. N. Go, 1975.
- [8] U.S. Department of Commerce y U.S. Department of Interior, 1944-1981.
- [9] Instituto Hidrográfico de la Armada, 1982.
- [10] Listado que contiene correcciones y suplementos proporcionados por el Instituto Hidrográfico de la Armada.

De los tres tsunamis reportados fuera de Sudamérica, es decir, los que con certeza fueron transpacíficos, dos corresponden a los del presente estudio.

3.2.2 Terremoto y Tsunami del 13 de Agosto de 1868

Este terremoto fue sentido desde Guayaquil hasta Valparaíso (Kausel, 1986a). La máxima intensidad reportada es de XI (Catálogo SISRA-Chile, 1985). Basándose en la información de daños recopilados por von Hochstetter (1868, 1869), Domeyko (1868) y Montessus de Ballore (1911-1916), Kausel (1986a) estimó que el área epicentral estuvo comprendida entre los 16.5° y 19°S, paralela a la línea de la costa, afectando los poblados situados varias decenas de kilómetros al interior también. El área epicentral, según este autor es la encerrada por la isosista VIII en la Escala de Mercalli Modificada, y el largo de la zona de ruptura, L , es el largo del eje mayor definido por dicha isosista (ver Fig. 3.2.1). Los resultados obtenidos por Comte et al.

(1988, 1989), Dorbath et al (1990) y Comte y Pardo (1991), que aparecen resumidos en la Tabla 3.2.3, también fueron obtenidos a partir de mapas de isosistas (Figs. 3.2.2 y 3.2.3). La diferencia en estos trabajos radica en el modo de estimar las magnitudes M_s y M_w . Kausel (1986a) estimó M_w a partir del momento sísmico, M_0 , usando la ecuación (2.7), y M_0 , a su vez, lo estimó a partir de relaciones de escala obtenidas por Abe (1975). Comte et al. (1988, 1989) y Comte y Pardo (1991) estimaron M_s a partir de una ecuación que relaciona la magnitud con la intensidad y profundidad focal, obtenida por Barrientos (1980b). Estos autores estimaron el epicentro como el centro geométrico de las elipses que definen las isosistas, que corresponde a los 17.70°S y 71.60°W. Considerando la ubicación del epicentro y que se haya generado un tsunami, estimaron la profundidad focal en 10km (Comte et al., 1988). Además de lo anterior, Comte et al. (1989), Dorbath et al. (1990) y Comte y Pardo (1991) estimaron la magnitud M_w a partir de una relación empírica obtenida por Dorbath et al. (1990), sobre la base de datos de terremotos sudamericanos de este siglo, de los cuales existen registros instrumentales. En estricto rigor, las estimaciones de M_w fueron denominadas [M_w] por Dorbath et al. (1990) y mL por Comte et al. (1989) y Comte y Pardo (1991).

Por otra parte, según un relato (ver Montessus de Ballore, 1911–1916) la isla de Alacrán, en Arica, habría sufrido hundimientos.

En tanto, el tsunami generado por el terremoto afectó las costas de Chile y Perú, desde Tambo (7.6°S) hasta Ancud (41.9°S). Fuera de Sudamérica afectó a Hawaii, Japón, Nueva Zelandia y algunas islas del Pacífico Sur (Lockridge, 1985). Por lo menos, en Sidney (Australia) y en Astoria, San Francisco y San Diego (E.E.U.U.), el tsunami fue detectado por los mareógrafos (ver Figs. 3.2.4 a 3.2.6).

En Chile y Perú los runup alcanzaron alturas considerables: 15m en Chala (Perú, 15.9°S), 12m en Islay (Perú, 17°S), 15m en Arica (18.5°S) y 12m en Iquique (20.3°S); en tanto en Hilo (Hawaii) y Oamaru (Nueva Zelandia) los runup fueron de 4.5m; y en Littleton (también en Nueva Zelandia), de 5.4m (Lockridge, 1985). Iida et al. (1967) le asignaron una magnitud de $m=4$ a este tsunami, mientras que Abe (1979) le asignó una magnitud $M_t=9.0$. Este último resultado, junto a datos de Lomnitz (1970) y Kelleher (1972), y leyes de escalamiento (Sykes y Quittmeyer, 1981; Scholz, 1982) permitieron a Nishenko estimar M_0 , L , W y el desplazamiento promedio

cosísmico, \bar{U}_s (ver Tabla 3.2.3).

Las tablas del Anexo A.1 (Tablas A.1.1–A.1.3) muestran, en forma pormenorizada, los efectos de este tsunami, tanto en la costa chileno-peruana, como fuera de ella.

Tabla 3.2.3 Largo (L), ancho (W) y dislocación promedio (\bar{U}) de la zona de ruptura asociada al terremoto del 13 de agosto de 1868, y magnitud (M_w) del mismo según diversos autores.

AUTOR		L [km]	W [km]	\bar{U} [m]	M_w
Nishenko	(1985)	300–400	150	8–12	—
Kausel	(1986a)	480	240	—	9.1
Ramírez	(1988)	—	—	—	8.5–8.8
Comte et al.	(1988)	500	—	—	—
Dorbath et al.	(1990)	500	—	—	8.8
Comte y Pardo	(1991)	500	—	—	8.8

Tabla 3.2.4 Largo (L), ancho (W) y dislocación promedio (\bar{U}) de la zona de ruptura asociada al terremoto del 9 de mayo de 1877, y magnitud (M_w) del mismo según diversos autores.

AUTOR		L [km]	W [km]	\bar{U} [m]	M_w
Berninghausen	(1962)	385	—	—	—
Nishenko	(1985)	450–650	150	8–12	—
Kausel	(1986a)	400	200	—	8.9
Ramírez	(1988)	—	—	—	8.7–8.8
Comte et al.	(1988)	400	—	—	—
Comte y Pardo	(1991)	420	—	—	8.7

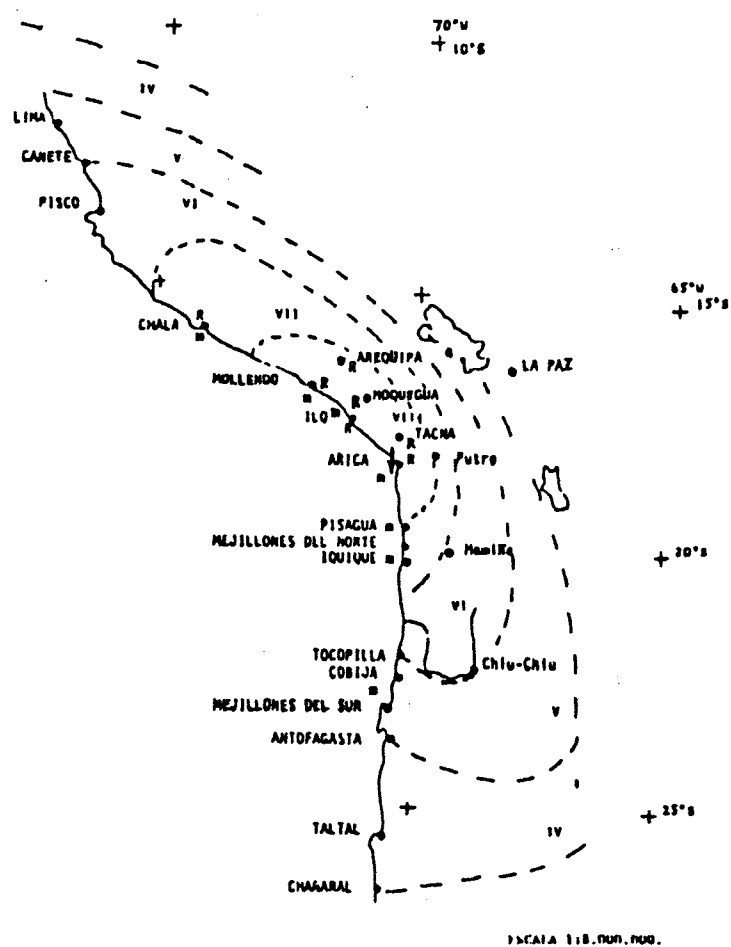


Fig. 3.2.1 Curvas isosistas del sismo del 13 de Agosto de 1868. • Localidades con intensidad estimada. † Posible hundimiento. R Réplicas. m Maremoto de gran intensidad (modificado de Kausel, 1986a).

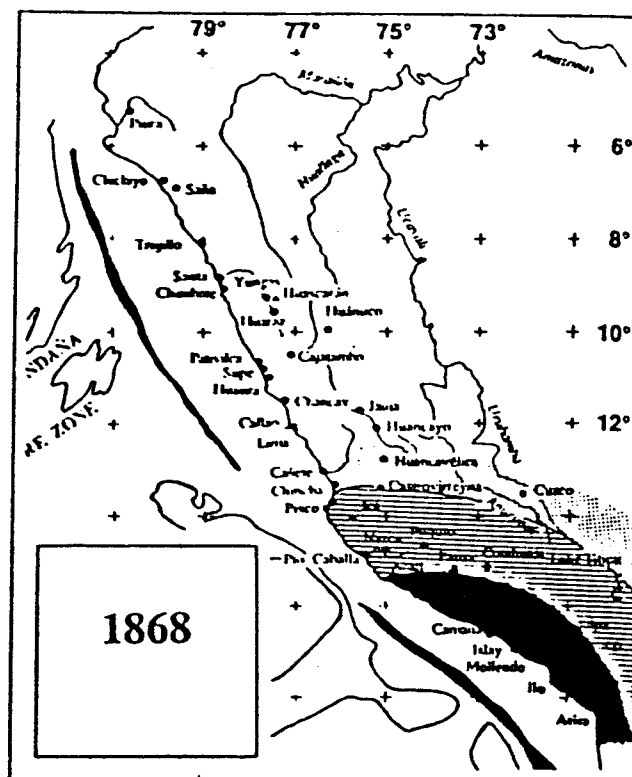


Fig. 3.2.2 Efectos macrosísmicos del terremoto del 13 de agosto de 1868. Zona 1 (destrucción correspondiente a la isosista VIII: en negro); zona 2 (daños menores: área sombreada); y zona 3 (percibido: área punteada) (modificado de Dorbath et al., 1990).

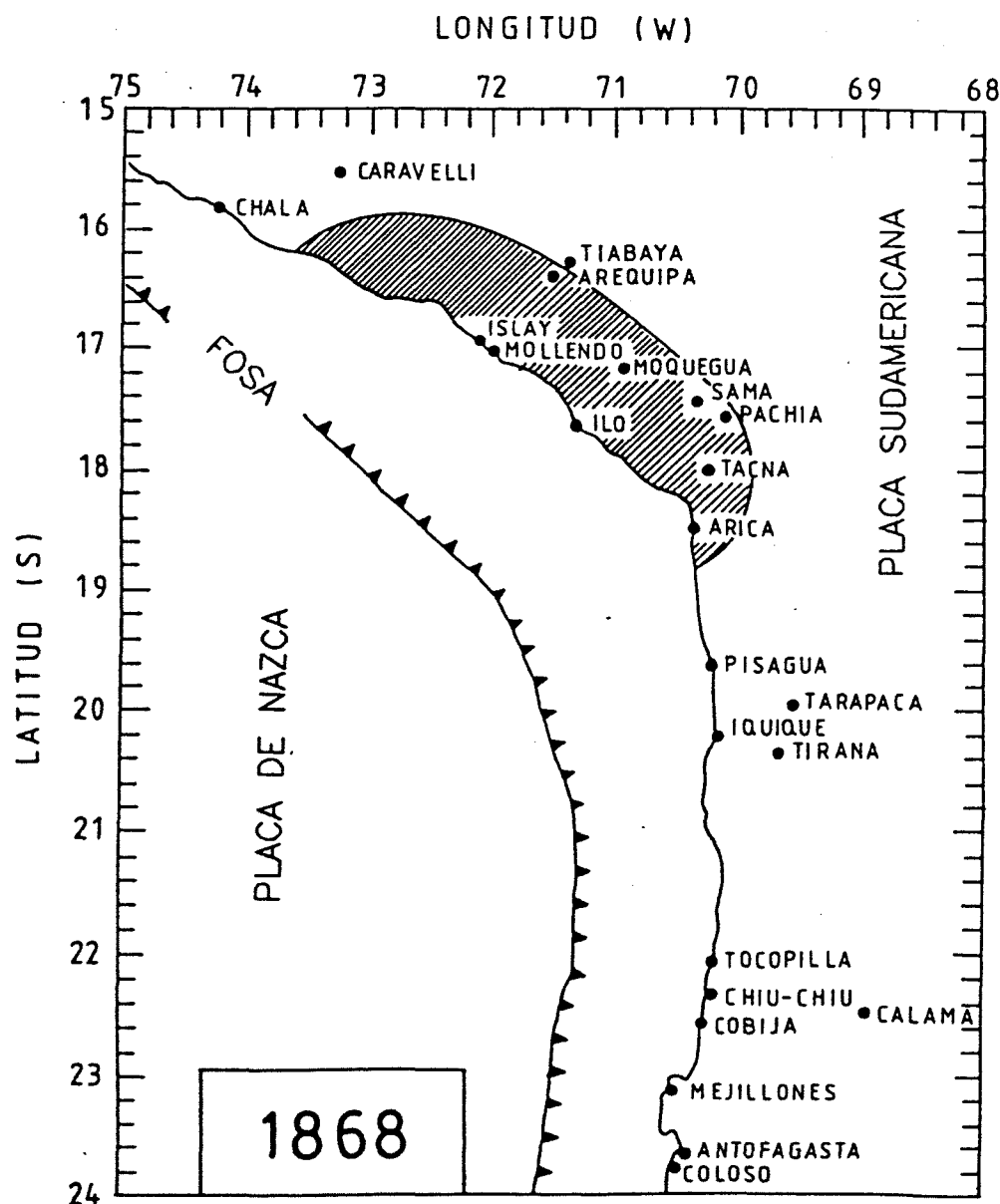


Fig. 3.2.3 Isosista VIII (escala de Mercalli Modificada) indicando la zona del terremoto de 1868 (modificado de Comte y Pardo, 1991).

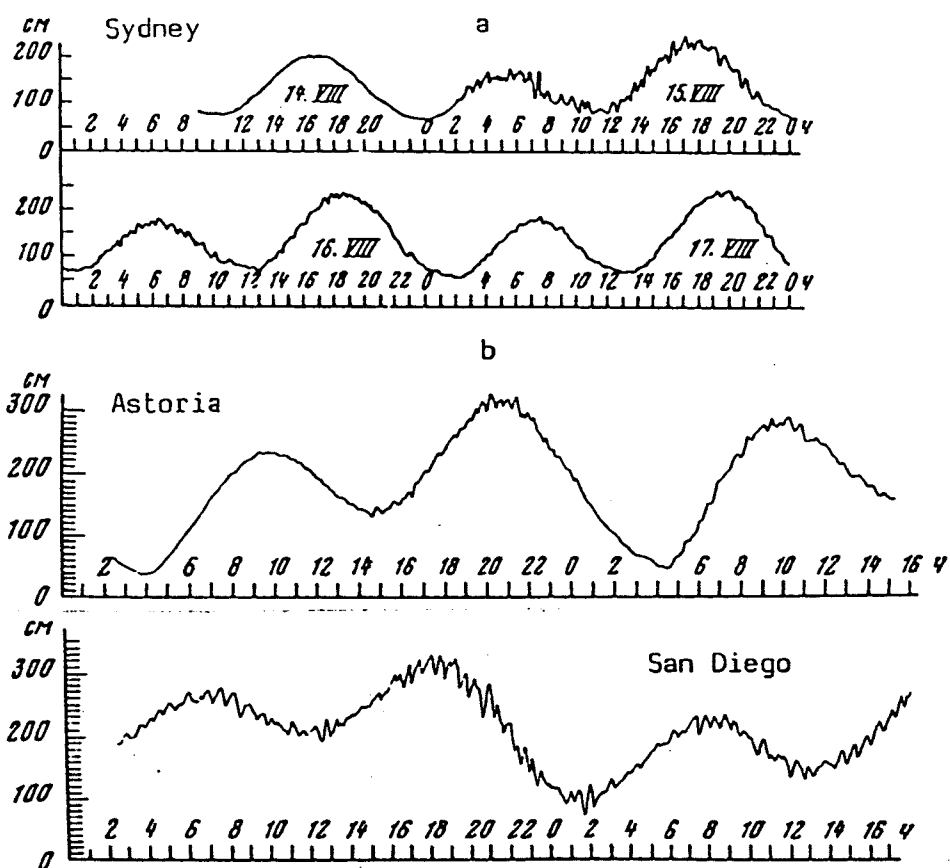


Fig. 3.2.4 Registros del tsunami de 13 de agosto de 1868 obtenidos de los mareógrafos de Australia (von Hochstetter, 1869), y de E.E.U.U. (Honda et al., 1908 a, b) (modificado de Soloviev y Go, 1975).

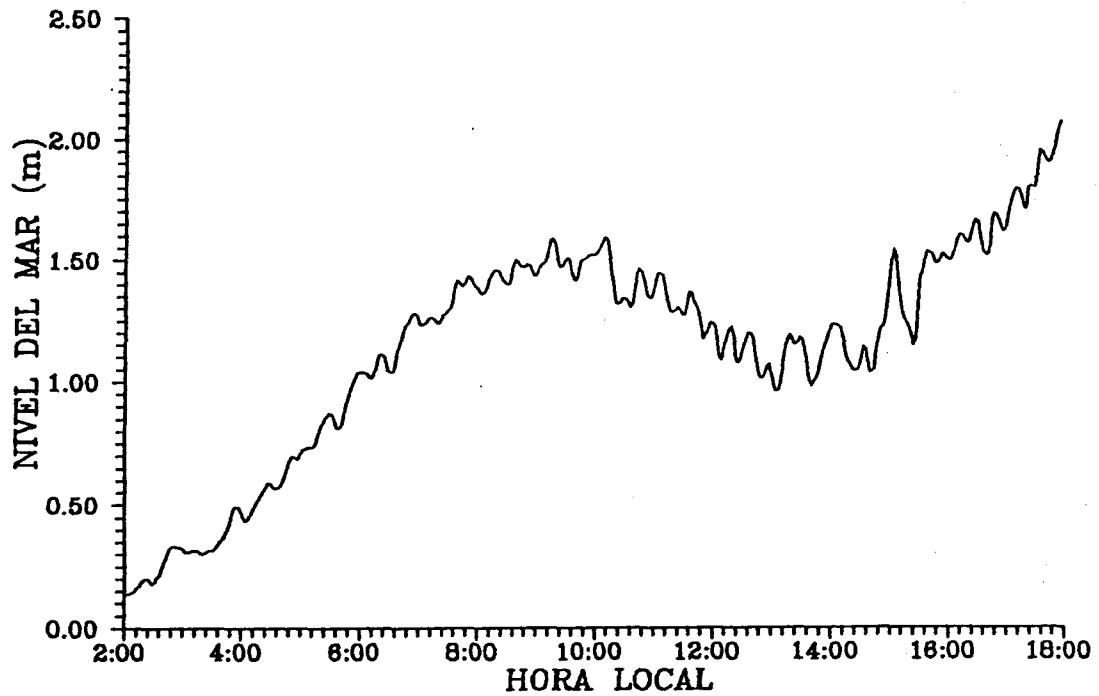


Fig. 3.2.5 Mareograma de Fort Point, San Francisco, mostrando la señal del tsunami de 1868.

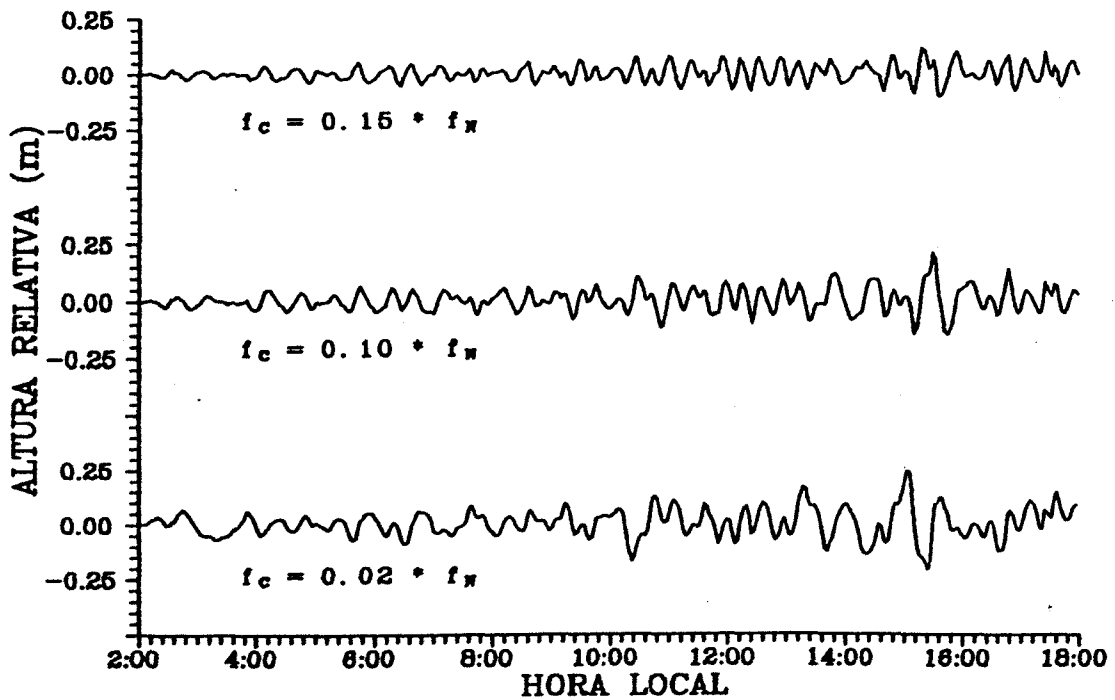


Fig 3.2.6 Altura relativa del tsunami de 1868 en Fort Point, San Francisco, filtrada a distintas frecuencias de corte ($f_N = 3.47 \times 10^{-3} [\text{Hz}]$, $\Delta t = 144 [\text{s}]$).

3.2.3 Terremoto y Tsunami del 9 de Mayo de 1877

Este terremoto fue sentido desde Santa (Perú, 9°S) hasta Constitución (35.3°S). Según Geinitz (1878) la zona epicentral se ubicó entre Iquique y Pabellón de Pica. Milne (1880), utilizando cuatro métodos distintos, y basándose en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas y del tsunami reportados por testigos de la época, localizó el epicentro en los 21.33°S y 71.25°W. Esta ubicación equivale a un punto en el mar a 100km de la costa. Dada la disposición casi meridiana de los puntos donde fue observado el terremoto y el tsunami, la latitud parece exacta, no así la longitud (Montessus de Ballore, 1911–1916). Por su parte Kausel (1986a), Comte et al. (1988, 1989) y Comte y Pardo (1991), basándose nuevamente en mapas de isosistas (ver Figs. 3.2.6 y 3.2.7) estimaron los largos del área epicentral y las magnitudes del evento de acuerdo a la Tabla 3.2.4. Cabe destacar que este terremoto produjo sus mayores efectos justo al sur de la zona epicentral del terremoto de 1868 (Kausel, 1986a).

De igual modo que para el terremoto de 1868, Comte et al., (1988, 1989) y Comte y Pardo (1991) localizaron el epicentro en los 21.00°S y 70.25°W, con una profundidad focal de 10km (Comte et al., 1988), y estimaron las magnitudes según la Tabla 3.2.4.

El tsunami asociado a este sismo, al igual que el de 1868, afectó a Perú, Chile, México, Hawaii, Japón, Nueva Zelandia e islas del Pacífico Sur. Los máximos runup fueron, en cambio, mayores: 20m en Arica, 15m en Guanillo del Norte (21.2°S), 24m en Tocopilla, 21 m en Mejillones del Sur y 15m en Talcahuano; en tanto que fuera de Chile y Perú los runup fueron de 9m en Kealakekua (Hawaii), 4.8m en Hilo (Hawaii) y 6.0m en Port Chalmers (Nueva Zelandia) (Lockridge, 1985). Las Figura 3.2.8 a 3.2.10 muestran mareogramas de puertos que detectaron este tsunami. Así como en el evento de 1868, Iida et al. (1967) y Abe (1979) asignaron a este tsunami una magnitud $m=4$ y $M_t=9.0$, respectivamente; y Nishenko (1985) obtuvo los correspondientes valores de M_0 , L , W y \bar{U}_s (ver Tabla 3.2.4).

Las tablas del Anexo A.1 (Tablas A.1.4–A.1.6) muestran, en forma pormenorizada, los efectos de este tsunami, tanto en la costa chileno-peruana, como fuera de ella.

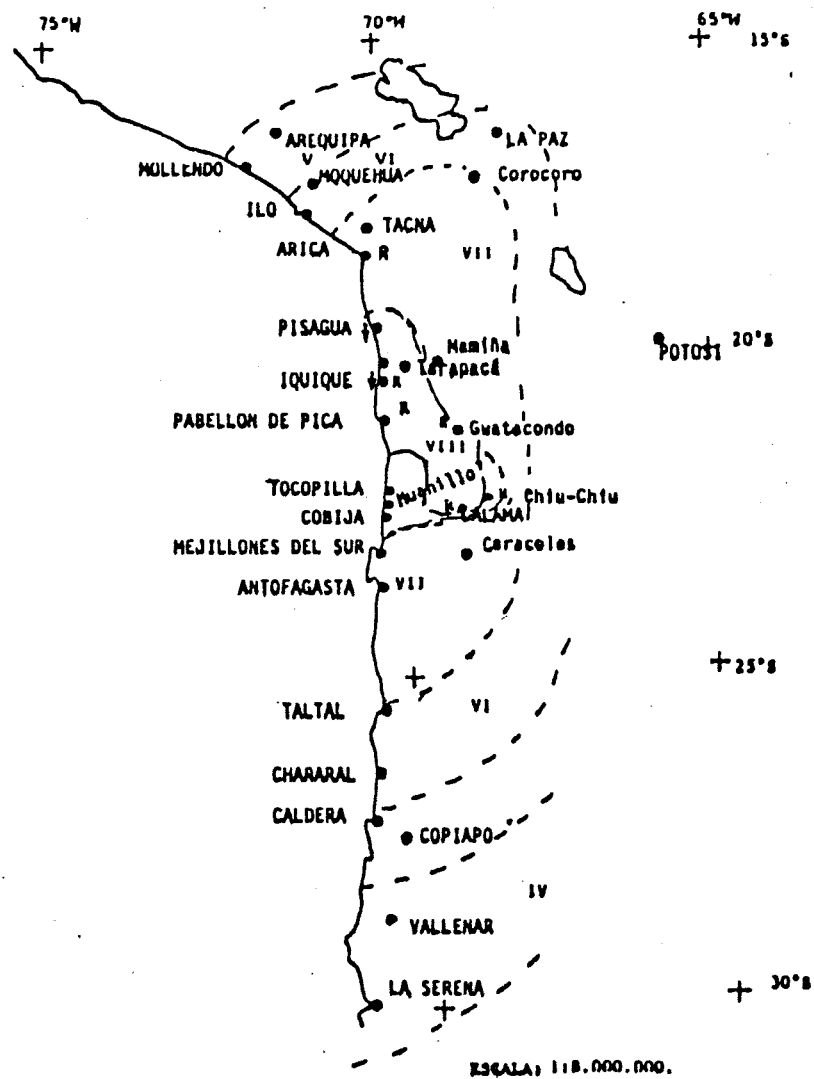


Fig. 3.2.7 Curvas isosistas del sismo del 9 de mayo de 1877. • Localidades con intensidad estimada. | Posible hundimiento. R Réplicas. m Maremoto de gran intensidad (modificado de Kausel, 1986a).

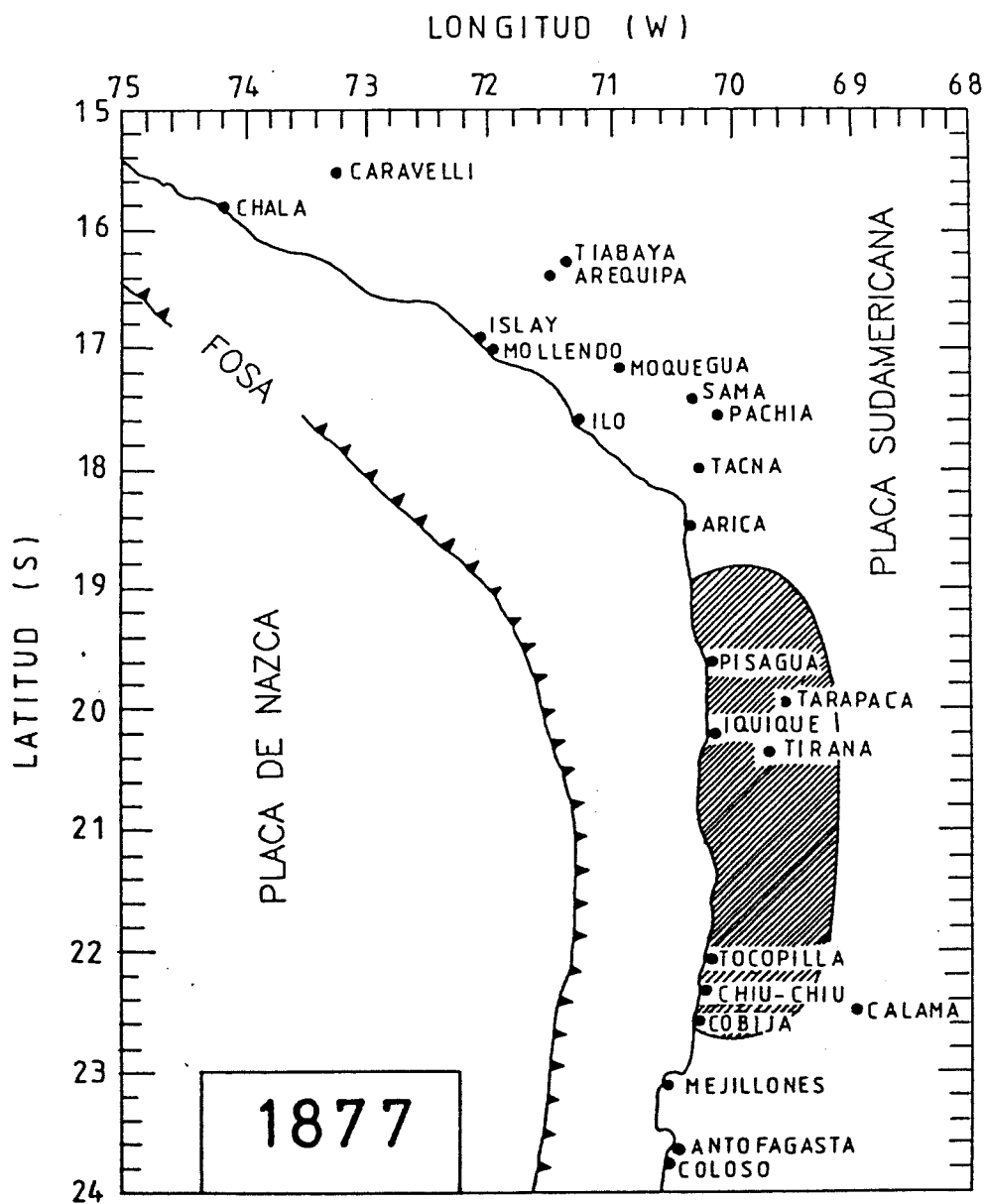


Fig. 3.2.8 Isosista VIII (escala de Mercalli Modificada) indicando la zona del terremoto de 1877 (modificado de Comte y Pardo, 1991).

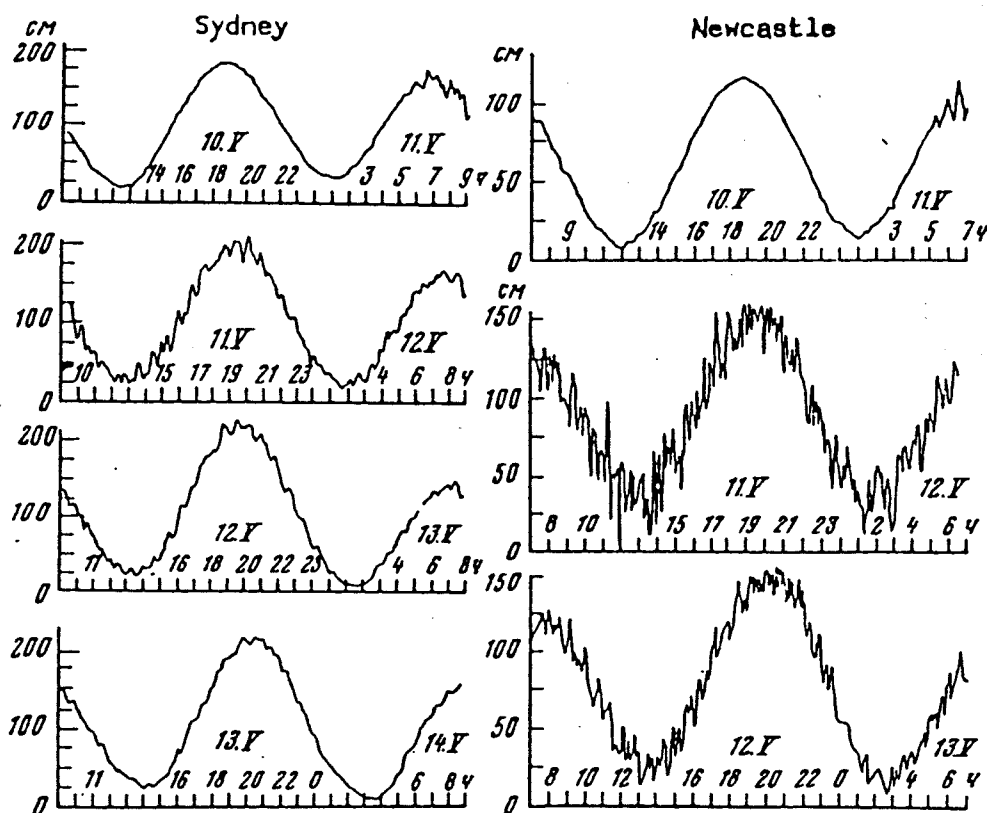


Fig. 3.2.9 Registros del tsunami del 9 de mayo de 1877 obtenidos por los mareógrafos de E.E.U.U. (Honda et al. 1908 a, b) y de Australia (Geinitz, 1878) (modificado de Soloviev y Go, 1975).

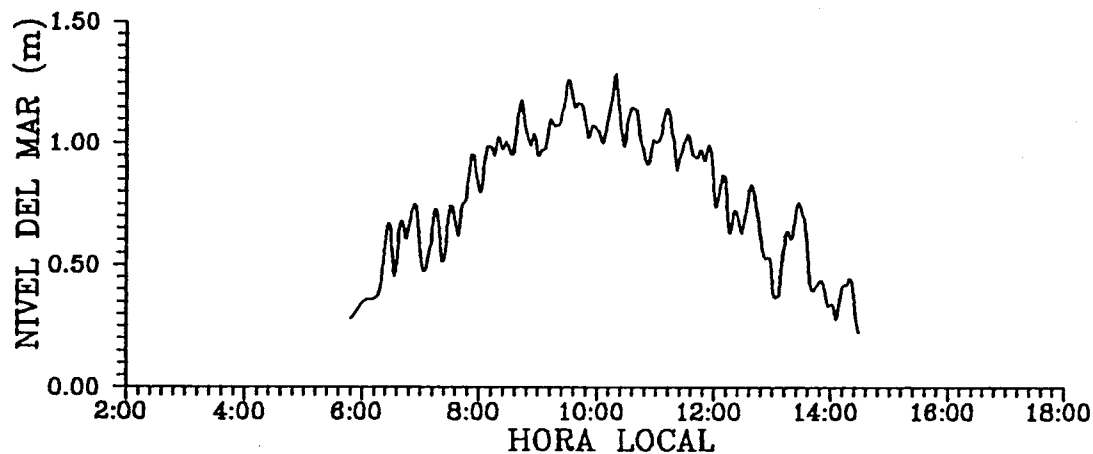


Fig. 3.2.10 Mareograma de Fort Point, San Francisco, mostrando la señal del tsunami de 1877.

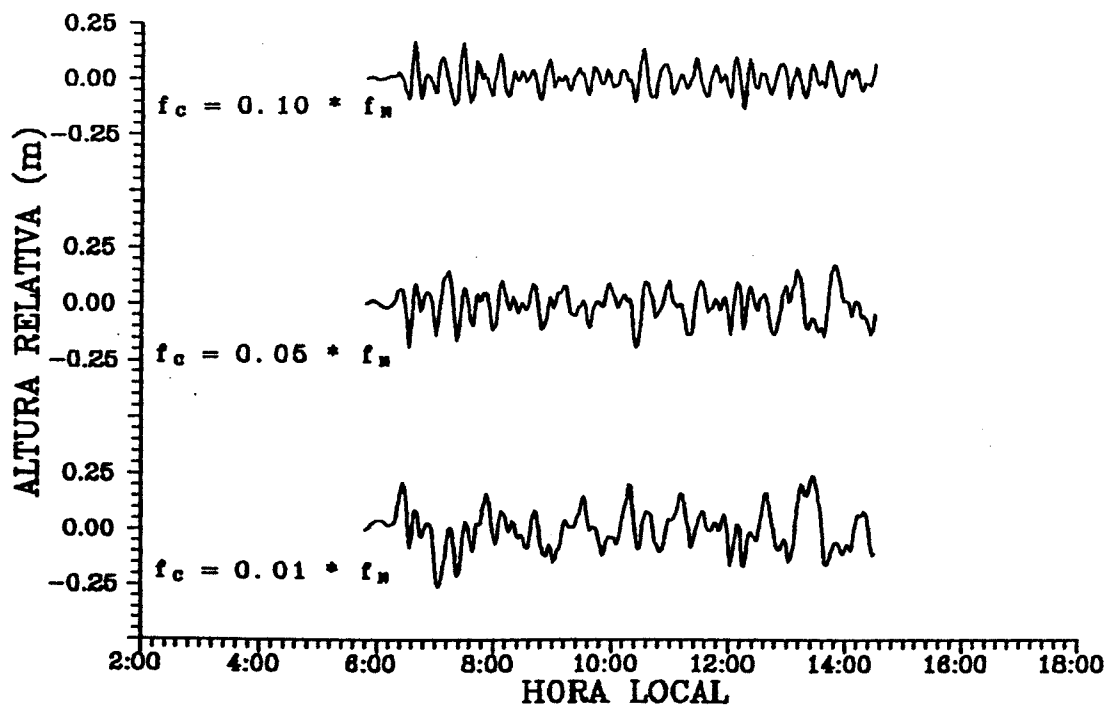


Fig 3.2.11 Altura relativa del tsunami de 1877 en Fort Point, San Francisco, filtrada a distintas frecuencias de corte ($f_N = 6.38 \times 10^{-3}$ [Hz], $\Delta t = 78$ [s]).

3.3 POTENCIAL SISMICO EN EL SUR DE PERU-NORTE DE CHILE

Como se vio en la sección 2.2.3.1, todo terremoto de magnitud superior a 8.0 en Chile genera un tsunami. Por lo tanto, es casi equivalente estudiar el potencial de tsunami en una región determinada que estudiar el potencial sísmico de la misma.

Los primeros estudios de potencial sísmico, llevados a cabo por Kelleher (1972) y Kelleher et al. (1973, 1974) se caracterizaron por ser más bien cualitativos. Una de las conclusiones más importantes a la que se llegó para la zona en estudio se refiere a que, dado que han transcurrido más de 100 años desde los eventos de 1868 y 1877, y considerando que gran parte del resto del margen peruano-chileno no ha sido rupturado durante este siglo, "esta región está probablemente, bajo considerables deformaciones tectónicas en el presente. Luego, esta región debiera considerarse como de relativo alto riesgo sísmico" (Kelleher, 1972).

De acuerdo con el concepto de zona de interfase definido por Kelleher et al. (1974) (ver sección 3.1.3) se puede establecer que, si esta zona de interfase es relativamente angosta, el movimiento de placa se puede acomodar por medio de terremotos de magnitud entre 7.0 y 7.7, relativamente frecuentes. Mientras que a lo largo de un segmento con una interfase más extensa, se acumulan más deformaciones tectónicas; luego, hay más energía de deformación disponible para ser liberada cuando la zona se fractura, como en definitiva ocurrirá. Sin embargo, estos sismos son menos frecuentes (Kelleher et al., 1974; Brandsma et al., 1977). Al observar la Fig. 3.1.17 se aprecia que la interfase del norte de Chile y sur de Perú es más angosta que la del sur de Chile. En consecuencia, siguiendo el criterio de Kelleher et al. (1974), los terremotos de la zona en estudio debieran ser relativamente menores en tamaño que el del año 1960 del sur de Chile, pero sí más frecuentes.

Por otra parte, McCann et al. (1978, 1979) y Nishenko y McCann (1981) establecieron 6 categorías de potencial sísmico (ver sección 2.1.14), asignándole a la zona sur de Perú y norte de Chile la Categoría 1, es decir, aquella de potencial sísmico más alto.

Estimaciones cuantitativas de potencial sísmico fueron obtenidas por Nishenko (1985), quien abordó el problema desde un punto de vista probabilístico y determinístico. Para ambas metodologías, la información base la constituyeron

parámetros de la fuente de los sismos de 1868 y 1877 (ver Tablas 3.2.3 y 3.2.4), es decir, W , L , M_t , M_0 , \bar{U}_s y estimaciones de tiempo de recurrencia. Los tiempos de recurrencia fueron estimados por Nishenko (1985) a partir de:

$$T_r = \frac{U}{V} \quad (3.1)$$

donde: T_r = tiempo de recurrencia (en años)

$U = \bar{U}_{sh}/\alpha$ = desplazamiento horizontal (cm)

\bar{U}_{sh} = desplazamiento cosísmico horizontal

α = razón entre el desplazamiento sísmico y el desplazamiento total

$V = 9$ cm/año = velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa de Sudamérica, obtenida por Minster y Jordan (1978).

De este modo obtuvo un tiempo de recurrencia de 88 y 133 años (con un promedio de 111 años), en el supuesto que la convergencia entre ambas placas fuera puramente sísmica, i. e., si $\alpha=1$. Sin embargo, la relación que existe a escala global entre α y V_z/V_c , muestra que para esta zona $\alpha=0.3-0.6$ y $V_z/V_c \approx 0.5$ (siendo V_z/V_c la razón entre las velocidades vertical y horizontal de subducción, que es igual a $\sin\delta$; o, equivalentemente, igual al cociente: *profundidad/tiempo de resorción*, propuesto por Wortel (1980); δ =ángulo de subducción de la zona sísmica intermedia). Esto implica que entre un 40% y un 70% de los desplazamientos ocurren en forma asísmica, con lo cual el tiempo de recurrencia es de entre 148 y 444 años, dando un promedio de 296 años.

Las estimaciones hechas con los modelos probabilísticos (Weibull y Poisson) constituyen una extrapolación de las "Zonas" 3 a 7 (27°-46°S), puesto que la base de datos para la región es incompleta según Nishenko (1985).

El detalle de las estimaciones de potencial sísmico medido en términos de la probabilidad condicional que ocurra un gran terremoto entre 1984 y 2004, en el supuesto que no ocurra uno antes de 1984 (supuesto que es un hecho en este instante: 1992), puede apreciarse en la siguiente tabla:

Tabla 3.3.1 Probabilidad condicional que ocurra un gran terremoto entre 1984 y 2004, en el supuesto que no ocurra uno antes de 1984, en la Zona 9 (18°–24°S) y la Zona 10 (17°–18°S) (Nishenko, 1985).

a) Análisis con distribución Weibull (extrapolaciones de las Zonas 3–7; Zona 3: 37°–46°S; Zona 4: 35°–37°S; Zona 5: 32°–35°S; Zona 6: 30°–32°S; Zona 7: 27°–30°S):

Zona	Ultimo Sismo	ΔT al año 1984	PROBABILIDAD, %		
			Todos los Datos \bar{T}_r –100 años	Zonas 4, 5 y 6 \bar{T}_r –87 años	Zonas 3 y 7 \bar{T}_r –126 años
9	1877	107	66.4–69.3	100	31.4–32.4
10	1868	116	75.8–79.1	100	40.1–42.5

b) Análisis con distribución Poisson:

Zona	Ultimo Sismo	ΔT al año 1984	\bar{T}_r	Probabilidad, % 1984–2004
9	1877	107	100–126	15–18
10	1868	116	100–126	15–18

c) Análisis con modelo determinístico:

Zona	Ultimo Sismo	ΔT al año 1984	\bar{T}_r	T/\bar{T}_r 1984–2004	Probabilidad, % 1984–2004
9	1877	107	111	0.964–1.144	58.8–84.5
9	1877	107	296	0.361–0.429	0.07–1.4
10	1868	116	111	1.045–1.225	65.6–90.9
10	1868	116	296	0.392–0.459	0.13–1.8

Por su parte, Comte et al. (1988) determinaron que para sismos de magnitud $M_s \geq 7.5$, la zona entre los 16° y 19° se caracteriza por un tiempo de recurrencia de 43 ± 21 años y una velocidad media de convergencia cosísmica de 3.0 ± 0.3 cm/año; y la zona entre los 19° y 22°, por un tiempo de recurrencia de 55 ± 34 años y una

velocidad media de convergencia cosísmica de 1.8 ± 0.4 cm/año. Para sismos de magnitud $M_s \geq 7.0$, la velocidades de convergencias aumentan a 4.1 ± 0.4 cm/año entre los 16° y los 19° S, y 7.2 ± 0.5 cm/año entre los 19° y los 22° S. En ambas zonas "la probabilidad de ocurrencia de un sismo con magnitud $M_s \geq 7.5$ en los periodos medios de retorno mencionados es de un 60%".

Al comparar las velocidades de convergencia media cosísmicas, calculadas por Comte et al. (1988), con el valor de convergencia total de 9 cm/año, estimado por Minster y Jordan (1978), se concluye que buena parte de la convergencia debería ser asísmica (Comte et al., 1988).

En un trabajo posterior, de más detalle, Comte et al. (1989) obtuvieron velocidades de convergencia cosísmicas a distintas latitudes: 4.3 cm/año en los 16.6° S, 3.8 cm/año en los 17.4° S, 1.7 cm/año en los 18.4° S, 1.3 cm/año en los 18.8° S, 2.1 cm/año en los 19.8° S y 3.7 cm/año en los 21.0° S. Aún cuando no es mencionado explícitamente, estos valores parecen haber sido obtenidos tomando en consideración sólo los eventos de magnitud $M \geq 7.0$. Además, a partir de dos conjuntos de terremotos, y suponiendo que la probabilidad de ocurrencia de los mismos siga un modelo de distribución biparamétrica de Weibull, estos autores estimaron los respectivos tiempos de recurrencia o de retorno medios (\bar{T}_r) y sus respectivas desviaciones estándar (σ_r). Los estimadores se computaron vía mínimos cuadrados (M.C.) y máxima verosimilitud (M.V.):

Conjuntos de Eventos Sísmicos (años)	$\bar{T}_r \pm \sigma_r$	
	M.C.	M.V.
Conjunto 1: 1513, 1604, 1784, 1868	121 ± 54	119 ± 44
Conjunto 2: 1543, 1615, 1768, 1877	112 ± 40	112 ± 33

donde los Conjuntos 1 y 2 corresponden a terremotos del sur de Perú y norte de Chile, respectivamente. Estos dos conjuntos de datos, de acuerdo a una prueba de bondad de ajuste, efectivamente se distribuyen según Weibull con un 90% de confiabilidad.

Comte et al. (1989) y Campos y Comte (1989) sugieren que la zona sur de Perú ya estaría sísmicamente "madura", esto es, completando su ciclo sísmico. En tanto

ANTECEDENTES

que el norte de Chile estaría próximo a dicho estado. Comte et al. (1989) fundamentan esta conclusión, por una parte, en el tiempo medio de retorno de un terremoto y el tiempo transcurrido desde los últimos eventos (los que al año 1992 son prácticamente coincidentes); y por otra, a la ubicación de los precursores y réplicas del sismo de 1868 y los precursores de 1877. Durante este siglo dicho patrón se ha repetido en forma similar. Campos y Comte (1989) añaden a la argumentación anterior la verificación que el patrón de ciclo sísmico de un margen activo, como el de esta zona, en términos de la distribución espacio-temporal de esfuerzos corticales, se habría completado o se estaría completando.

4. METODOLOGIA

4.1 INTRODUCCION

Como se señaló con anterioridad, uno de los objetivos de este trabajo fue localizar y describir las fuentes de los tsunamis y de los sismos de 1868 y 1877 en el sur de Perú y norte de Chile. Para ello se utilizó información de tiempos de viaje de los tsunamis generados por dichos terremotos, más información batimétrica, con las cuales se alimentó un programa que construye diagramas de refracción inversa. Estos diagramas permitieron delimitar las áreas de generación de tsunamis, y con ello las zonas dislocadas por los sismos que los generaron. De este resultado, y con ayuda de leyes de escalamiento y modelos de dislocaciones, fue posible inferir respecto del campo de desplazamientos verticales superficiales producidos por los terremotos, y de las energías de los tsunamis en cuestión.

Por razones que se explicarán en el Capítulo de Discusiones no fue posible lograr el segundo objetivo de esta tesis: describir la propagación de los tsunamis desde sus fuentes con ayuda de diagramas de refracción directa.

4.2 DATOS UTILIZADOS

4.2.1 Estimación de los Tiempos de Viaje del Tsunami Mediante Modelos de Regresión

Es conveniente comenzar estableciendo que por "tiempo de viaje del tsunami" se entenderá al tiempo que tarda en viajar la onda líder del tsunami desde el borde de su área de generación (origen o fuente) hasta alcanzar un punto de la costa determinado. Este tiempo queda definido por la ecuación:

$$H_t = H_s + \Delta T_{gt} + \Delta T_{vt} \quad (4.1)$$

donde: H_t = hora de llegada del tsunami a un punto de la costa;

H_s = hora de la sacudida principal del sismo en la fuente;

ΔT_{gt} = tiempo de dislocación en la falla y de generación del tsunami en su fuente;

ΔT_{vt} = tiempo de viaje del tsunami.

El término ΔT_{gt} es del orden de unos pocos segundos a unas pocas decenas de segundos (Hwang y Divoky, 1970; Yamashita y Sato, 1974; Kajiura, 1979; Ward, 1980, 1981, 1982; Satake, 1986; Kowalik y Murty, 1987), en tanto que ΔT_{vt} es del orden de

unos pocos minutos hasta horas, dependiendo de la distancia que separe la fuente del tsunami del punto de la costa. En casos extremos, si el tsunami se origina junto a la costa, ΔT_{vt} será nulo. Para efectos prácticos la cantidad ΔT_{gt} , en todo caso, es despreciable frente a ΔT_{vt} . Como H_s no es conocido, se le aproximó con el valor de la hora de la sacudida principal en cada punto de la costa, dado que para los efectos de esta tesis, el tiempo que tardan en viajar las ondas sísmicas es, también, despreciable (del orden de 3.3min para una distancia de 1000km, suponiendo una velocidad de 5 km/s). Luego, el tiempo de viaje del tsunami será igual a la diferencia entre la hora o tiempo de llegada del tsunami (H_t) y la hora o tiempo de la sacudida principal del sismo (H_s).

Los datos de hora del sismo y hora del tsunami en distintos puntos de la costa, para ambos eventos (1868 y 1877), fueron extraídos de la información histórico-descriptiva recopilada por diversos autores a partir de informes oficiales, relatos, artículos aparecidos en diarios, etc.. Las referencias utilizadas fueron: Montessus de Ballore (1911-1916), Taussig (1926), Timino (1929), Silgado (1974), Soloviev y Go (1975), Thompson (1983) y Silgado (1985).

Junto a los datos de hora del sismo y hora del tsunami se encontró datos de ΔT_{vt} , dados como tales, por los testigos de la época. Las Tablas 4.2.1 y 4.2.2 muestran la totalidad de la información extraída, en las que, además, se incluye en algunos puntos de la costa la segunda y tercera llegadas del tsunami. También se indica la naturaleza de estas llegadas: ascenso o descenso del nivel del mar.

Como se puede apreciar en dichas tablas, los datos de hora del sismo y hora del tsunami corresponden a tiempos locales. Esto se debe a que, en esa época aún no existía un sistema internacional con husos horarios u horas oficiales. En lo que respecta a Chile, solo el año 1894 comenzó a funcionar la primera señal horaria en Valparaíso (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, documento interno). Para efectos de comparación entre distintas localidades de la costa chileno-peruana, resulta incómodo trabajar con horas locales. Para subsanar este inconveniente, se redujo los tiempos del sismo y del tsunami a un meridiano patrón. De este modo se quita el efecto de la variación de estos tiempos con la longitud geográfica, quedando sólo en función de la latitud. Junto a lo anterior, otro hecho que salta a la vista es que, para una misma localidad (latitud) hay, a veces, dos o más datos de la hora del sismo que pueden, o no, diferir entre sí. En términos estadísticos, existen

observaciones con "réplicas" para la variable dependiente "hora del sismo", asociada a un mismo valor de la variable independiente "latitud". Esto sugiere el utilizar un análisis de regresión para encontrar los valores ajustados de la hora del sismo. Tras un proceso de ensayo y error se llegó a definir los criterios para seleccionar el modelo de regresión (para una excelente revisión de la teoría de regresión estadística, véase Neter y Wasserman, 1974) que definiera los valores ajustados de la hora del sismo. Estos criterios son:

- que si algún residual estandarizado es aproximadamente igual a, o mayor que 2, i.e., si la observación corresponde a un "outlier" se descarta esta observación;
- que si alguna observación es muy "influyente", es decir, muy apartada en la variable independiente, respecto del conjunto restante de observaciones, también se descarta;
- que la forma de la curva de regresión del modelo sea, desde el punto de vista físico, razonable;

En resumen, el modelo de regresión debe combinar, por una parte, un buen ajuste desde el punto de vista estadístico; y por otra, tener sentido físico. Lo anterior significa sacrificar un ajuste, en apariencia, muy bueno con un polinomio de grado elevado, pero cuya geometría no tendría sustento físico.

De un modo similar al tratamiento de la hora del sismo, también fue preciso establecer criterios para la elección del modelo de regresión óptimo para la hora del tsunami, los cuales son:

- que una vez definido el modelo de regresión para la hora del sismo, se sume al tiempo ajustado de la hora del sismo, el tiempo de viaje del tsunami ΔT_{vt} , para las localidades (latitudes) en que existiera el valor de ΔT_{vt} como tal. La razón de ello fue obtener más valores para la hora de llegada del tsunami, con el fin de tener una mayor claridad al momento de elegir el modelo de regresión para la hora del tsunami;
- que del conjunto de datos de la hora de llegada del tsunami así obtenido (las observaciones propiamente tales, y los tiempos de viaje del tsunami sumados a la hora ajustada del sismo), sólo se considere la réplica de las observaciones para cada localidad (latitud) que tuviera mínimo valor. Se descartó el resto de las réplicas de las observaciones, porque en un fenómeno como un tsunami es más difícil observar la llegada de la onda líder que las siguientes ondas, pues las siguientes

son las de mayor altura. Esto significa que, es fácil cometer un error por exceso en la determinación de la hora de llegada del tsunami. Así, por ejemplo, algunos tiempos de llegada están excesivamente retrasados, considerando que en la misma localidad, los efectos del terremoto fueron lo suficientemente intensos, como para suponer que la zona dislocada por el mismo no fue lejana; y por ende, la fuente del tsunami, tampoco lo fue. Como, en esta tesis interesa determinar el tiempo tardado por la primera manifestación del tsunami en llegar a la costa, tras la sacudida principal del sismo, el resto de las observaciones no tienen cabida en el análisis de regresión.

- que para el evento de 1877 se descarte todos los tiempos de llegada del tsunami de localidades al norte de los 17°S y al sur de los 30°S , puesto que la dispersión en los datos no permite obtener de estos información de exactitud aceptable;
- que el modelo de regresión sea físicamente razonable;

Además, se optó por un modelo de regresión polinomial en la variable independiente (latitud), tanto para modelar la hora del sismo, como para la hora del tsunami. El motivo es su simplicidad de manejo computacional, dando, también, buenos ajustes. La única diferencia entre los modelos de regresión utilizados fue el grado del polinomio: cuadrático para la hora del sismo, y cúbico para la hora del tsunami.

Como resultado de este procedimiento, se obtuvo dos conjuntos de datos: la hora ajustada de la sacudida principal del sismo, para cada localidad (latitud); y la hora de llegada de la onda líder del tsunami, en cada localidad (latitud). La diferencia, entonces, entre los valores ajustados de la hora del tsunami y la hora del sismo, definen, finalmente, el tiempo de viaje del tsunami, con el que se trabajó en la etapa de construcción de diagramas inversos.

Como comentario final, cabe decir que otra motivación importante para realizar estos análisis de regresión fue tener una estimación del tiempo de viaje del tsunami para puntos costeros "estratégicos", donde no existía tales observaciones, y desde donde podía ser relevante trazar diagramas de refracción inversa. De este modo, se puede utilizar las ecuaciones de regresión de las horas del sismo y del tsunami para interpolar en latitudes (localidades) donde se diera esta situación, con el fin de estimar su respectivo tiempo de viaje del tsunami.

Tabla 4.2.1: Datos históricos del terremoto y del tsunami del 13 de agosto de 1868.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP [m]	REFERENCIAS
				1a [h:min]	2a [h:min]	3a [h:min]				
El Callao	12:03	77:08	16:46 - 17:00 17:00 ? 17:40	R R R ± 19:00	I ± 01:00 I 22:30 I 23:00	I ± 23:00 ± 00:30			* 4.0	Algunos informes vH Gutierrez Cónsul USA en Callao vH "El Tiempo" vH Domeyko Polo
Lima	12 03	77:05	16:46 17:00							Polo "El Tiempo" vH
S. V. de Cañete	13:07	76:24	± 16:45 17:00	R	I 22:00					Domeyko Anónimo vH
Islas Chincha	13:38	76:24	+ 16:38 16:50 ± 17:00	I R	17:56 22:00 21:30	R 21:45 + 22:00				"New York Tribune" vH Domeyko Anónimo vH Gutierrez
Pisco	13:43	76:13	16:45	R	I 22:00					Domeyko Gutierrez
Chala	15:51	74:16	17:00 17:00	R R					*15.0	Vapor "Santiago" vH Domeyko
Arequipa	16:25	71:32	16:46 + 17:00 17:15 17:20							RP Victor Barriga Domeyko Gutierrez Anónimo vH

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

vH... la referencia es la fuente última de información que usó von Hochstetter (1868-1869)

Tabla 4.2.1(continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 13 de agosto de 1868.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar					TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP [m]	REFERENCIAS
				1a [h:min]	2a [h:min]	3a [h:min]	4a [h:min]	5a [h:min]				
Islay	17:00	72:07	16:45 17:15	R					< 5		*12.0	Anónimo Domeyko "El Nacional" Domeyko
Moquegua	17:07	70:55	16:45									Polo
Ilo	17:38	71:21	17:00	R								Domeyko
Tacna	18:00	70:15	16:58 17:06 17:05- 17:15									Sr. Stevenson Polo Anónimos vH
Arica	18:29	70:19	- 17:00 ± 17:00 17:05 17:06 17:15 17:15 17:15 17:16 ± 17:20	R I I I R I	17:37					± 15	*15.0	"New York Tribune" vH Dr. Gerardo Vargas vH Cap. Wateree, Sr. Steven. Episodios Ruinas Arica Anónimo vH Polo Cap. interi. "Amrica" vH "The World" vH Squier, ofic. "Wateree" Dr. Gerardo Vargas ? Corresponsal de Tacna vH
Pisagua	19:35	70:13	17:00	I					? 30			Domeyko
Iquique	20:12	70:09	17:00 17:15 17:15- 17:17	?R I I							*12.0	Domeyko Anónimo vH Anónimos vH Gutierrez
					I + 5 min	I + 5 min			15	5		

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

vH... la referencia es la fuente última de información que usó von Hochstetter (1868-1869)

Tabla 4.2.1(continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 13 de agosto de 1868.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP [m]	REFERENCIAS
				1a [h:min]	2a [h:min]	3a [h:min]				
La Noria	20:24	69:50	17:19							Doneyko
Cobija	22:36	70:17	17:00	R						Gutierrez
Mejillones Sur	23:06	70:27	17:00 ? 19:00	R I		19:09- 19:11		15	* 6.0	Cap. "Covadonga" vH De una carta vH "El Ferrocarril" vH
Chañaral	26:21	70:38	? 16:30		19:30			15		Subdelegado Puerto
Caldera	27:04	70:49	± 17:00 NoPerc.	R R R	19:55 20:00 20:30 20:45	? 21:15 21:30	I 22:30			Cap. "Chile" Gobernador Marítimo Gutierrez Informe oficial vH
Copiapó	27:22	70:21	? 16:20 17:00 17:16							"La Constituyente" vH Gutierrez Carvajal, Rector Liceo
Carrizal Bajo	28:05	71:10	± 17:00 17:18	R R I	± 20:00 20:25 20:30	I 20:45	R 21.45			Parte Oficial vH Subdelegado Marítimo Gutierrez
Coquimbo	29:57	71:20		R	? 19:00 20:00 20:00				* 7.5	Prof fisi. Liceo Serena Capitán de Puerto vH "El Correo" vH
Valparaíso	33:01	71:37	17:30							Gutierrez

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

vH... la referencia es la fuente última de información que usó von Hochstetter (1868-1869)

Tabla 4.2.2: Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP [m]	REFERENCIAS
				1ª [h:min]	2ª [h:min]	3ª [h:min]				
El Callao	12:03	77:08	20:30 20:30	- 23:00 01:00 + 24:00					* 3.0	"South Pacific Times" G Sr. Hilliger G "South Pacific Times" G
Tambo de Mora	13:27	76:11			I 01:40	I 02:35		10-20		Capitania de Puerto G
Islas Chincha	13:38	76:24	No hubo	I 24:00					* 3.0	Anónimo VG
Pisco	13:43	76:13		± 23:30 I 24:00	? 01:45	03:00		10-15	* 3.0	Cap. Barca "Amalia" G Sr. Hilliger
Chala	15:51	74:16	20:40	No Hubo					* 3.0	Capitán de Puerto G
Arequipa	16:25	71:32	20:19							Cónsul alem. Arequip. G
Quilca	16:43	72:26	20:40	R	I 20:50					Capitán de Puerto G
Islay	17:00	72:07	20:15	I ± 23:30					* 3.0	Cónsul alemán G
Mollendo	17:02	72:01	20:15 20:30	I ± 23:30 R 23:45				10-15	* 3.0	Cónsul alemán G Oficina del Puerto
Ilo	17:38	71:21	20:30	R			± 15	30	* 6.0	Cia. Inglesa Vapores G Informe del Puerto
Tacna	18:00	70:15	20:23 20:24							Informes consulares G "Otro informe" G

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

G ... la referencia es la fuente última de información de Geinitz (1878)

VG... la referencia es la fuente última de información de Vidal Gormaz (1878,1901)

Tabla 4.2.2 (continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP	REFERENCIAS
				1ª [h:min]	2ª [h:min]	3ª [h:min]				
Arica	18:29	70:19	20:15	I ±21:00				± 30	*20.0	Informe del Puerto 6
			20:20	R 21:00	I 22:00	I 23:00				Cónsul alemán Tacna 6
			20:25							"Otra noticia" 6
			20:30							"El Deber Nº 550" 6
Punta Gorda	19:18	70:18	20:30							Intendente Atacama 6
			20:31							Vapor "Coquimbo" 6
Pisagua	19:35	70:13	20:20	R ? 23:00	01:00	04:00			* 5.0	Oficina del Puerto 6
			20:30							Cap. "Eten" Vidal Gorm. 6
Mejillones Norte	19:49	70:10	19:45	I ± 21:10				4-8		Capitán de Puerto 6
			20:15		I 23:00					Cap. Puerto Medina 6
Iquique	20:12	70:09	± 20:15					5 20 ± 30	* 6.0	"South Pacific Times" 6
			20:16							Anónimo VG
			20:18							Anónimo VG
			20:20	I						Administrac Puerto 6
			20:20	I						"South Pacific Times" 6
			20:20	I 20:50	21:00					Cónsul alemán 6
			20:21							Dr Watson, "S.P. Times" 6
			20:25	R						Sr. Gildemeister 6
Ofic. San Pedro	20:25	69:54	20:30							Sr. Hilliger 6
Chanabaya	20:53	70:09	20:20	R			20	8-10	*10.0	Oficina del Puerto 6
			20:30	I	20:25					"El Deber" 6
Pabellón de Pica	20:54	70:09	20:00	I 20:25			25		*10.0	"South Pacific Times" 6
			20:15							Gobernador Pab. Pica 6
			± 20:25							Gobernador Puerto 6

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

6 ... la referencia es la fuente última de información de Geinitz (1878)

VG... la referencia es la fuente última de información de Vidal Gormaz (1878,1901)

Tabla 4.2.2 (continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP	REFERENCIAS
				1ª [h:min]	2ª [h:min]	3ª [h:min]				
Punta Lobos	21:01	70:10	20:30 20:20	R R	I + 10min I 20:30		< 5 < 5		±10.0 30	"South Pacific Times" 6 Oficial del Puerto 6
Guanillos Guanillo	21:12	70:05	± 20:15 20:45	R	20:30		±10±15	± 30	±15.0	Informe oficial Puerto Gobernador Puerto 6
Tocopilla	22:05	70:12	20:05 20:30	I R I			< 5 4 ± 5 15		±24.0	Anónimo 6 F. Palma "D. Oficial" 6 Harnecker Informe del "Eten" 6
Cobija	22:34	70:17	20:25 20:30	R I I					± 9.0	Un vecino VG Anónimo 6 Anónimo VG Informe del "Eten" 6
Una caleta	22:50	70:20	20:20 ± 20:30	I			20 ±20			Anónimo 6 Vapor "Eten"
Mejillones Sur	23:06	70:27	20:15 20:20- 20:25	?I I	I + 15min + 15min	+ 45min + 45min	± 30 30		±21.0	Anónimo 6 Anónimo 6 Sr. Hilliger 6
Caracoles	23:37	70:24	20:27							Sr. C. Baur 6

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

± ... tomado de Lockridge (1985)

G ... la referencia es la fuente última de información de Geinitz (1878)

VG... la referencia es la fuente última de información de Vidal Gormaz (1878,1901)

Tabla 4.2.2 (continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:'"]	LON WESTE [°:'"]	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar			TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP	REFERENCIAS
				1a [h:min]	2a [h:min]	3a [h:min]				
Antofagasta	23:39	70:24	20:00 20:15 20:20 20:25 20:30 20:30 20:30 20:32 20:35	R I ?I			pocos ? ± 10 ± 15		* 6.0	Anónimo VG Vapor "Eten" S.P. Times 6 Sr. Hilliger "Diario Oficial" Nº65 6 Sr. R. Arancibia VG Cónsul alemán Antofa. 6 "El Deber" Nº 548 6 Un informe 6 Tte Cueto "B. Encalada" VG
En alta mar	23:43	70:47	20:20							Vapor "John Elder" 6
Paposo	25:02	70:28	20:20							Subdelegado Mar. VG
Chañaral	26:21	70:30	20:25 ± 20:30 20:40 20:45	I I R I I		?S ± 23:30 I +105min	?S ± 01:30 ± 120 + 120		* 5.0	"Deutsche Nachrichten" 6 Sr. Waltenrath "Weserz." 6 "Diario Oficial" Nº58 6 "Deutsche Nachrichten" 6 Sr. Hilliger 6 "Mercurio del Vapor" 6
Caldera	27:04	70:49	20:20 20:25 20:26 20:30	R ± 21:00 R ± 23:00 I 21:15	I ± 21:30				* 2.0	Faro, Cónsul alemán 6 "Deutsche Nachrichten" 6 FFCC, Cónsul alemán 6 Sr. Hilliger 6
Copiapó	27:21	70:21	20:20							"Diario Oficial" 6
Chañarillo	27:48	70:26	20:30							"Diario Oficial" 6

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

6 ... la referencia es la fuente última de información de Geinitz (1878)

VG... la referencia es la fuente última de información de Vidal Gormaz (1878,1901)

Tabla 4.2.2 (continuación): Datos históricos del terremoto y del tsunami del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LAT SUR [°:']	LON WESTE [°:']	HORA LOCAL SISMO [h:min]	Primeras Inundaciones (I) o Retiradas (R) del Mar				TIEMPO VIAJE TSUNAMI [min]	T [min]	RUNUP	REFERENCIAS
				1ª [h:min]	2ª [h:min]	3ª [h:min]					
Carrizal Bajo	28:05	71:10	20:30	R ± 22:00 R ± 22:30	I 22:40					* 1.5	Anónimo 6 Subdelegado Puerto 6
Huasco	28:28	71:14	20:20								Subdelegado Maritim. VG
Freirina	28:31	71:06	20:15								Anónimo 6
Vallenar	28:35	70:45	20:10								"Diario Oficial" 6
La Serena	29:54	71:18	20:31								Cónsul alemán 6
Coquimbo	29:57	71:20	± 20:15 ± 20:25	R 22:37 R ± 22:30	23:00				5-15	* 2.0	Gobernador Marítimo VG "Mercurio del Vapor" 6

Notas: - ... valor estimado por exceso

± ... dato aproximado

+ ... valor estimado por defecto

? ... dato dudoso

T ... periodo del tsunami

* ... tomado de Lockridge (1985)

6 ... la referencia es la fuente última de información de Geinitz (1878)

VG... la referencia es la fuente última de información de Vidal Gormaz (1878,1901)

4.2.2 Banda de Confianza para los Tiempos de Viaje del Tsunami

Como una forma de estimar qué tan buenos eran los modelos de regresión obtenidos, se construyó las bandas de confianza de los mismos.

Partiendo de la formulación del modelo de regresión (ver Neter y Wasserman, 1974):

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_i + \beta_2 x_i^2 + \dots + \beta_{p-1} x_i^{p-1} + \epsilon_i \quad (4.2)$$

donde: y representa la hora del sismo o la hora del tsunami observadas (variable respuesta o dependiente);

x representa la latitud (variable predictora o independiente);

ϵ son los errores aleatorios con media cero, varianza constante $= \sigma^2$, y no correlacionados entre sí;

$i = 1, \dots, n$; con: n número de observaciones;

β_k son parámetros del modelo de regresión a determinar, con $k=0,1,\dots,p-1$;

entonces, la banda de confianza de $(1-\alpha)\%$ para toda la región en que se trabajó la regresión viene dada por:

$$\hat{y}_i \pm W S(\hat{y}_i) \quad (4.3)$$

donde: $\hat{y}_i = b_0 + b_1 x_i + b_2 x_i^2 + \dots + b_{p-1} x_i^{p-1}$ representa la hora del sismo o la del tsunami ajustadas por las respectivas regresiones en la latitud x_i

b_k es el estimador de β_k , con $k = 0, 1, \dots, p-1$

$$W = \sqrt{p F(1-\alpha; p, n-p)}$$

$$S(\hat{y}_i) = \sqrt{MSE [X_i^T (X^T X)^{-1} X_i]}$$

$F(1-\alpha; p, n-p)$ es el valor crítico para el cual el área bajo la curva de la función de densidad de probabilidad F (con p grados de libertad en el numerador y $n-p$ grados de libertad en el denominador) es menor o igual que $1-\alpha$, i.e., $Prob\{F(p, n-p) \leq F(1-\alpha; p, n-p)\} = 1-\alpha$;

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n-p}, \text{ cuadrados medios de la regresión;}$$

$$X = \begin{bmatrix} 1 & x_1 & x_1^2 & \dots & x_1^{p-1} \\ 1 & x_2 & x_2^2 & \dots & x_2^{p-1} \\ 1 & x_3 & x_3^2 & \dots & x_3^{p-1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_n & x_n^2 & \dots & x_n^{p-1} \end{bmatrix}_{n \times p}$$

X es la "matriz de diseño" de las variables predictoras;

$X_i^T = [1 \ x_i \ x_i^2 \ \dots \ x_i^{p-1}]_{1 \times p}$, es el vector de predictores donde se quiere interpolar, para obtener el valor de la variable respuesta, i.e., \hat{y}_i ;

x_i = latitud en grados en donde se quiere interpolar;

^T indica la traspuesta de la matriz que precede a este símbolo.

El intervalo de confianza (4.3) se calculó para cada una de las localidades (latitudes) en que se efectuaría diagramas de refracción inversos. Para este propósito se utilizó un valor de $1-\alpha=0.75$. No se utilizó un valor de 0.95, pues el número de observaciones de la hora del tsunami es relativamente pequeño. Como consecuencia, la banda de confianza del 95% se torna demasiado ancha, y carente de todo sentido físico para los propósitos de esta tesis. El valor de 0.75, en principio, no es tan confiable, pero entrega una banda de confianza más estrecha en torno a los valores esperados.

Cumplido este procedimiento, para cada latitud se obtuvo los siguientes cuatro valores:

$H_{s\min}$ = hora mínima del sismo, dada por el límite inferior del intervalo de confianza para H_s ;

$H_{s\max}$ = hora máxima del sismo, dada por el límite superior del intervalo de confianza para H_s ;

$H_{t\min}$ = hora mínima del tsunami, dada por el límite inferior del intervalo de confianza para H_t ;

$H_{t\max}$ = hora máxima del tsunami, dada por el límite superior del intervalo de confianza para H_t .

Dado que el propósito es estimar ΔT_{vt} —la diferencia entre las horas de llegada del tsunami y del sismo— un "intervalo de confianza" para dicha cantidad, en

cada localidad (latitud), podría definirse como:

$$H_t\text{mín} - H_s\text{máx} \leq \Delta T_{vt} \leq H_t\text{máx} - H_s\text{mín} \quad (4.4)$$

Puesto que muchas localidades estaban muy próximas a la zona de generación del tsunami (si es que no estaban en ella) la diferencia: $H_t\text{mín} - H_s\text{máx}$ puede ser menor que cero, lo cual no tiene sentido físico. En estos casos, donde el formalismo estadístico choca con el concepto físico, prima este último, y se aproxima $H_t\text{mín} - H_s\text{máx}$ por el valor de cero.

El procedimiento utilizado para acotar el tiempo de viaje del tsunami (es decir, la inecuación (4.4)) compensa, en buena medida, la elección de un 75% de confiabilidad para las bandas de confianza de la hora del sismo y de la hora del tsunami.

4.2.3 Construcción de Grillas Batimétricas

Como ya se señaló, en la construcción de los diagramas de refracción se requiere contar con la información batimétrica de la zona en estudio, en forma de grilla. Los nodos de las grillas que se construyó estaban equiespaciados 1', tanto en longitud como en latitud.

Para construir estas grillas se requiere de datos de batimetría de la zona en estudio. Las dos fuentes principales fueron, por una parte, las cartas editadas por Prince et al. (1980); y por otra, las cartas de navegación del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (en adelante SHOA), y de la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina del Perú. Las cartas de Prince et al. (1980) corresponden a isóbatas cada 200m, trazadas desde el borde de la plataforma continental hasta el borde de la planicie abisal; cubriendo completamente la fosa Chile-Perú. Del total de nueve cartas, publicadas por Prince et al. (1980), se digitalizó las No. 2 a 9 (8°S a 40°S), usando para ello una digitalizadora CALCOMP facilitada por el SHOA. De las cartas de navegación, se digitalizó las sondas de la plataforma continental, puertos y bahías comprendidos entre los 12°S (El Callao) y los 30°S (Coquimbo).

La digitalización de los datos entrega archivos con la posición (x,y) dentro de la carta (en centímetros); y el valor de z (la profundidad respectiva, en metros).

Para efectos de esta tesis, como se verá en la etapa de los diagramas de refracción, es más práctico que la posición quede definida en términos de las coordenadas geográficas. Por este motivo, se transformó las coordenadas, de centímetros a longitud y latitud, utilizando un programa también facilitado por el SHOA.

Con estos nuevos archivos (de longitud, latitud y profundidad) se construyó las grillas batimétricas usando dos programas. El primero es una adaptación del de Devereux (1985) (ver Fig. 4.2.1 y Anexo A.2.1), y sirvió para construir las partes de las grillas correspondientes a la fosa, ya que este programa entrega buenas interpolaciones sólo en la medida que haya una densidad homogénea de puntos, y éste es el caso. La gran ventaja de este programa es que se pudo ejecutar en el computador IBM MAINFRAME, también facilitado por el SHOA, el cual es rápido. Esta característica es muy importante, pues la construcción de grillas con un programa de interpolación bidimensional requiere mucho cálculo. Este computador construía una grilla de 150 filas por 240 columnas en menos de 5 minutos. Por el contrario, el segundo programa, SURFER, es en realidad un paquete computacional que sólo se puede ejecutar en computadores personales (IBM compatibles). Este paquete tiene la gran ventaja, a diferencia del programa anterior, de construir grillas a partir de información distribuida en forma totalmente heterogénea. Esto es precisamente lo que ocurre en la faja comprendida entre los 0 y 200 m, pues sobre la plataforma la densidad de sondas es bastante menor que en algunos puntos de la costa, como son los puertos. Desgraciadamente, el computador en que se utilizó el programa SURFER no contaba con coprocesador matemático. Esta falencia hizo que el proceso se tornara tremendamente lento. Por este motivo, cada vez que se ejecutaba este programa, fue preciso trabajar con cuadrantes, en torno de la costa, que tuvieran del orden de 600 datos, o menos, para que el tiempo de ejecución no fuera superior a unas 7 a 8 horas. Por último, se unió las grillas parciales para formar las grillas con las que, en definitiva, se trabajó en los diagramas de refracción (ver Figs. 4.2.2 a 4.2.6). En estas grillas los nodos correspondientes al alto batimétrico externo y a la planicie abisal, sobre la placa de Nazca, no constituyen interpolaciones basadas en la batimetría real. Solo son una extrapolación, de valor igual al de la interpolación lograda en el borde de más afuera del talud oceánico.

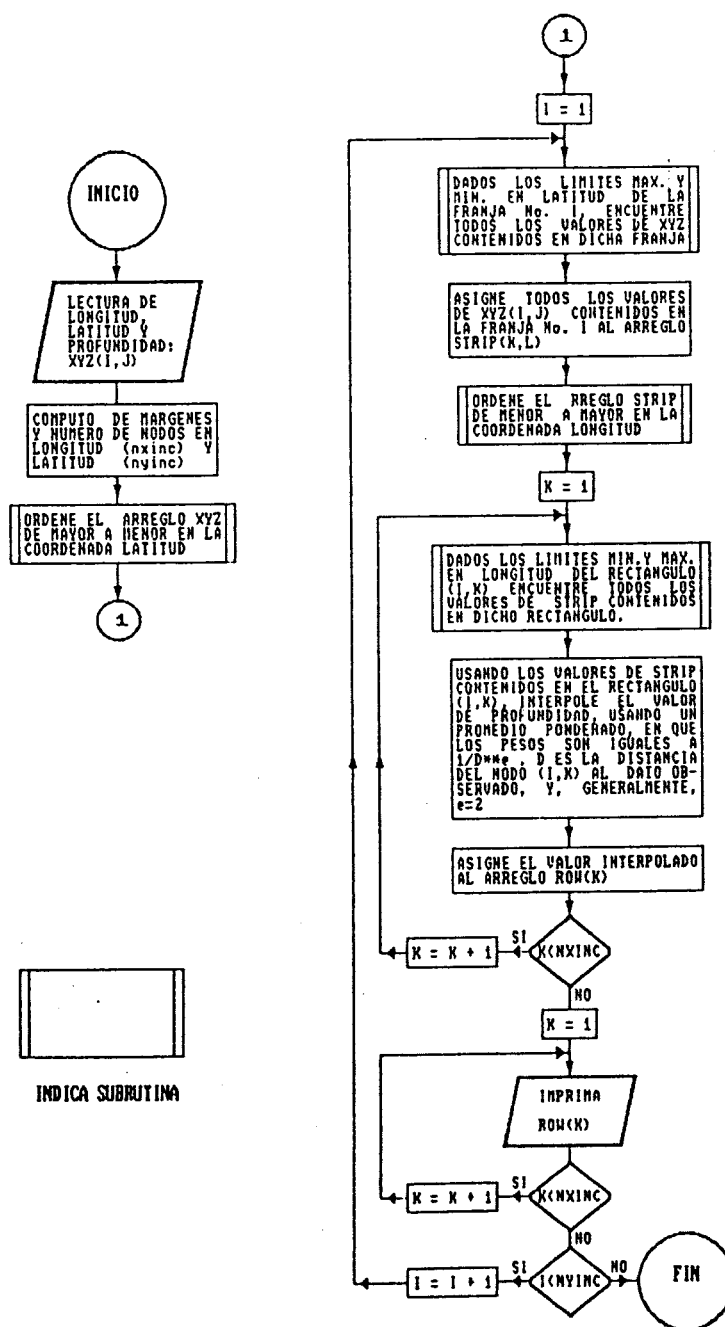


Fig. 4.2.1 Diagrama de flujo del programa INTER2D, que construye grillas de batimetría.

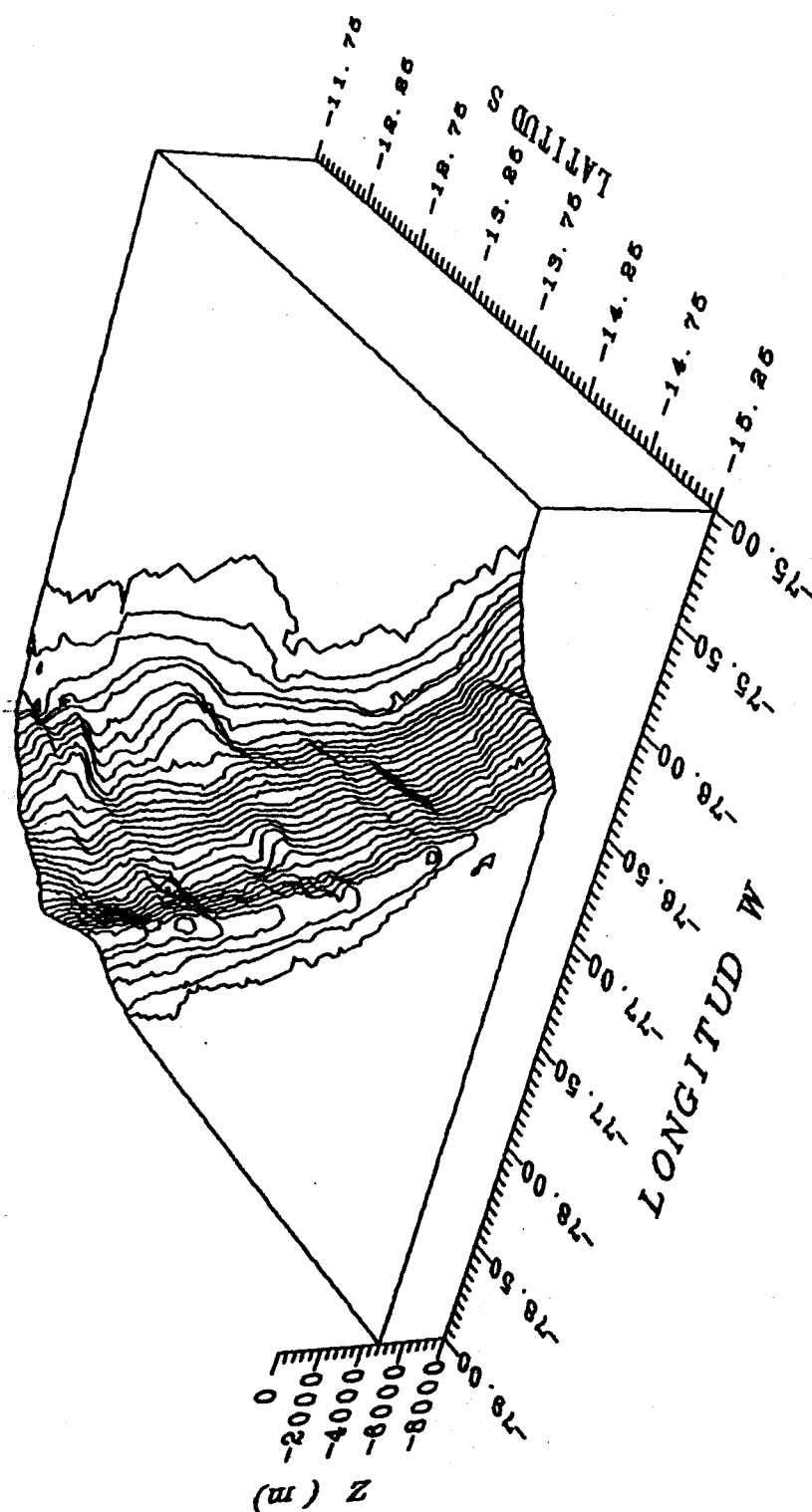


Fig. 4.2.2 Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile ($11^{\circ}45'-15^{\circ}15'S$). Las curvas corresponden a isóbatas a intervalos de 100 m entre los 0 y 400 m de profundidad; y a intervalos de 200 m para profundidades mayores de 400 m.

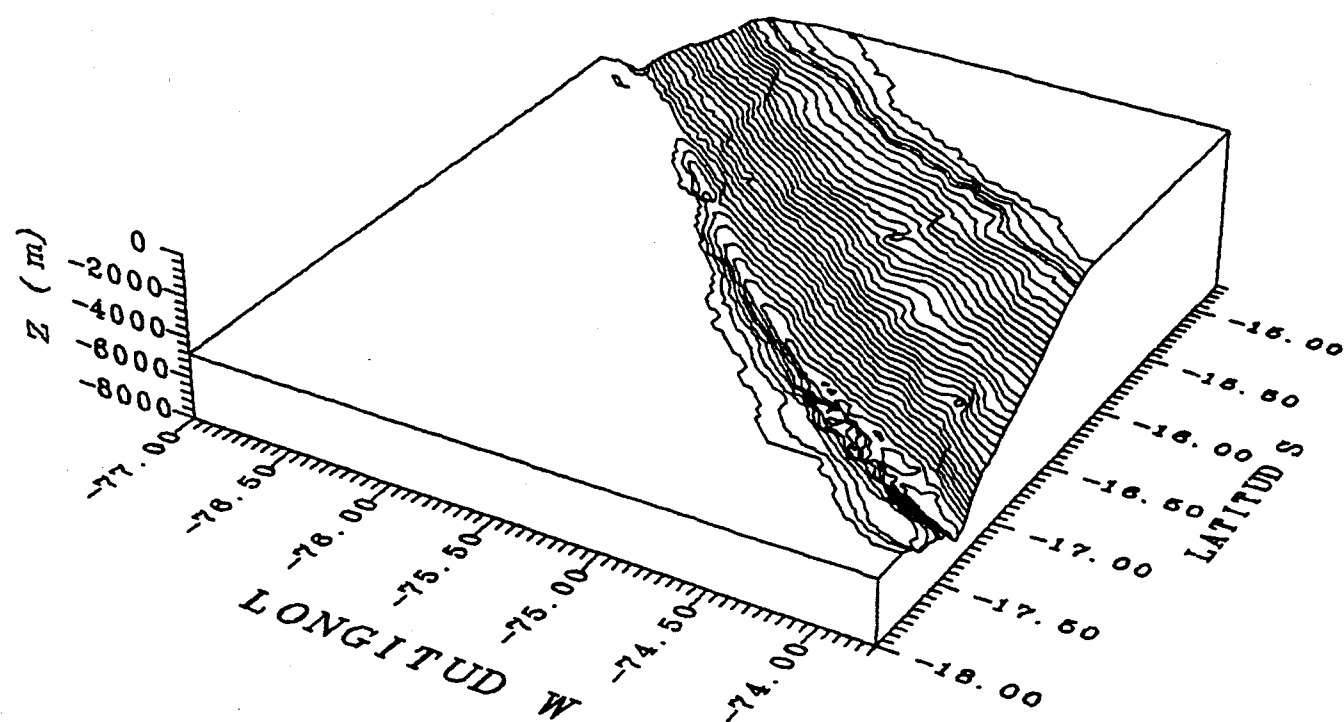


Fig. 4.2.3 Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile ($14^{\circ}45'$ – $18^{\circ}00'S$). Las curvas corresponden a isóbatas a intervalos de 100 m entre los 0 y 400 m de profundidad; y a intervalos de 200 m para profundidades mayores de 400 m.

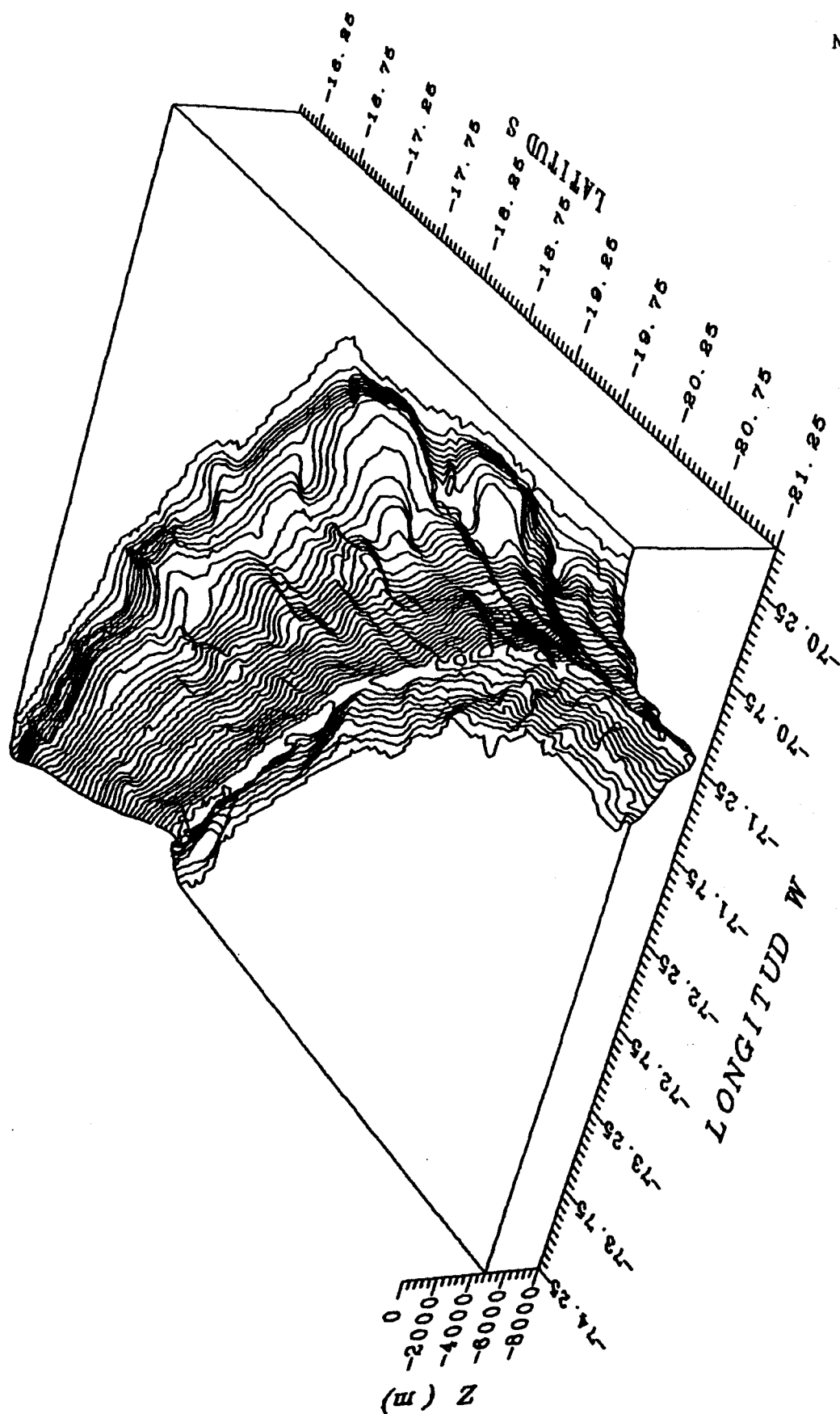


Fig. 4.2.4 Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile ($16^{\circ}00'-21^{\circ}15'S$). Las curvas corresponden a isóbatas a intervalos de 100 m entre los 0 y 1000 m de profundidad; y a intervalos de 200 m para profundidades mayores de 1000 m.

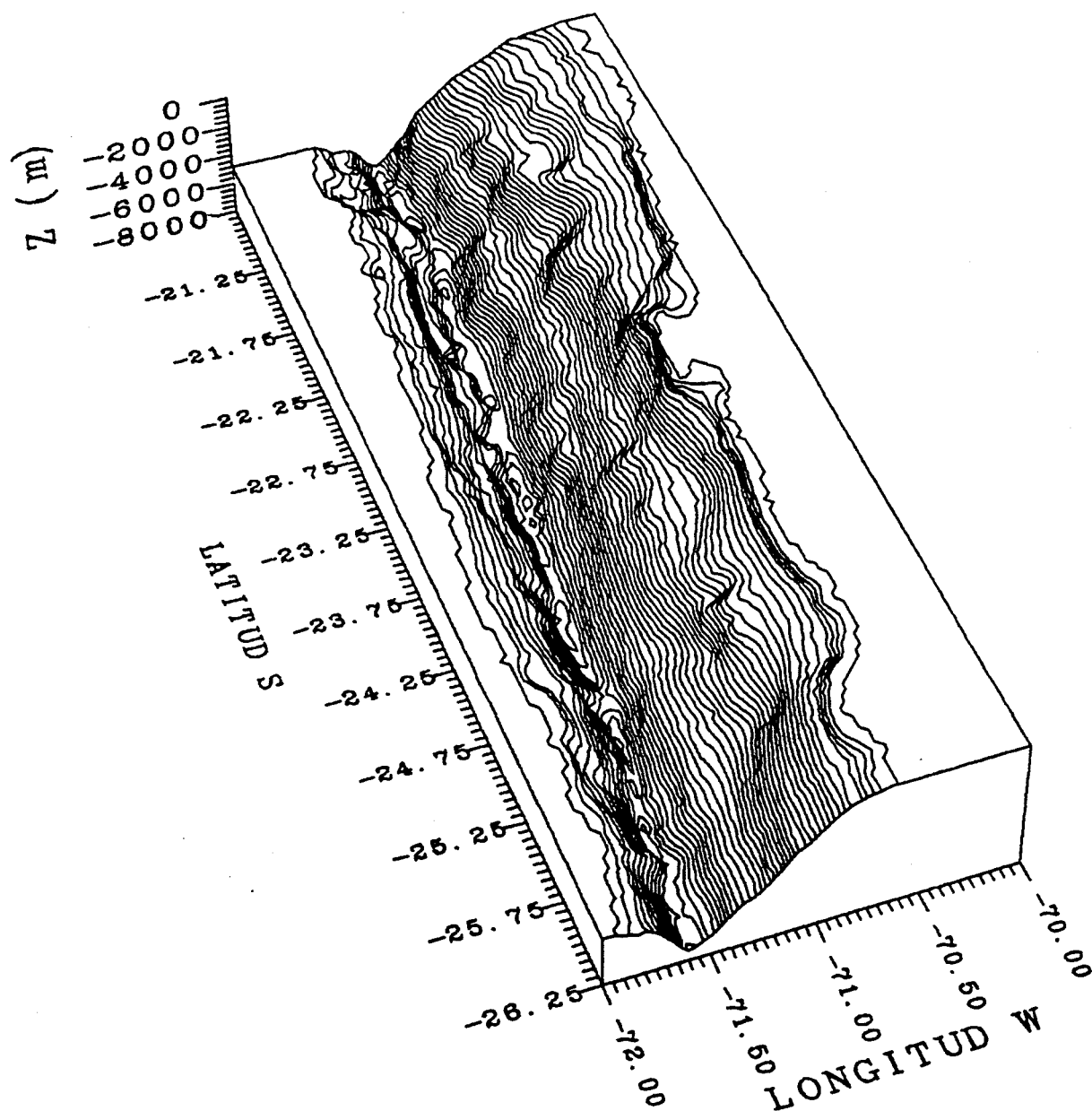


Fig. 4.2.5 Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile ($20^{\circ}45' - 26^{\circ}15'S$). Las curvas corresponden a isóbatas a intervalos de 100 m entre los 0 y 400 m de profundidad; y a intervalos de 200 m para profundidades mayores de 400 m.

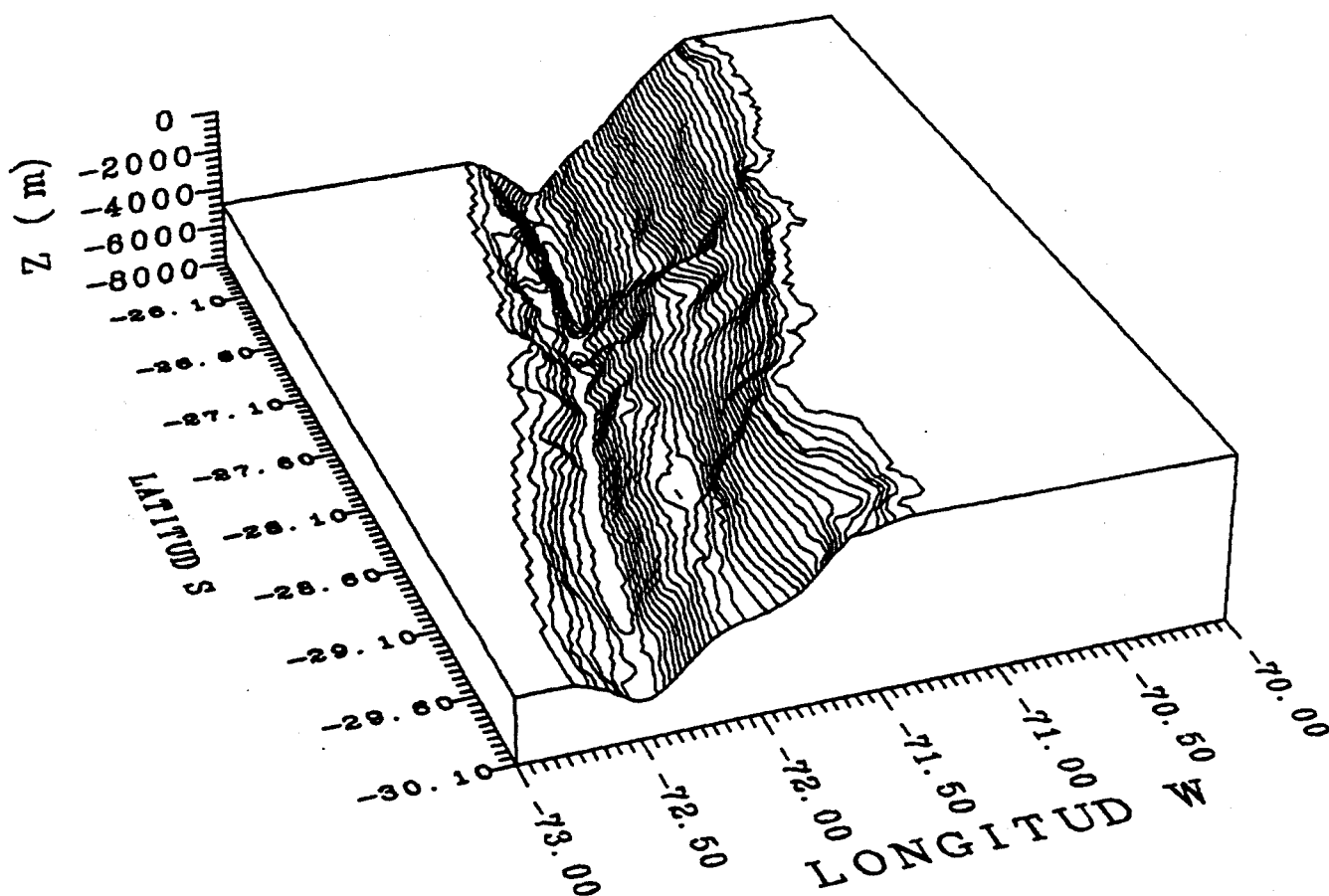


Fig. 4.2.6 Representación tridimensional de la grilla de batimetría de la fosa Perú-Chile ($25^{\circ}45'$ – $30^{\circ}06'S$). Las curvas corresponden a isóbatas a intervalos de 100 m entre los 0 y 400 m de profundidad; y a intervalos de 200 m para profundidades mayores de 400 m.

4.3 DIAGRAMAS DE REFRACCION

4.3.1 Diagramas de Refracción Inversa

Como ya se explicó con anterioridad (ver sección 2.2.3.1), el principal supuesto en esta metodología es que, la zona de generación del tsunami coincide, aproximadamente, con la proyección sobre la superficie del fondo marino de la zona dislocada por el sismo que generó al tsunami. Para delimitar la zona de generación del tsunami y, consecuentemente, la zona dislocada por el sismo, se construyó diagramas de refracción inversa para los eventos de 1868 y 1877. Estos diagramas se obtienen trazando rayos (computacionalmente en este estudio), que simulan una onda imaginaria, de propagación inversa a la del tsunami (de ahí su nombre). Esta onda imaginaria parte de alguna localidad costera, y se propaga de acuerdo a la batimetría circundante. Este procedimiento se termina una vez que se ha completado el tiempo de viaje del tsunami, correspondiente a esa localidad. De este modo, se obtienen varios frentes de onda finales, uno por cada diagrama de refracción inversa, cada uno de los cuales ha sido iniciado en una localidad diferente. Estos frentes finales constituyen parte del borde del área de generación del tsunami. El borde completo puede determinarse ajustando una curva que, idealmente, es tangente a todos estos frentes finales. Debido a que no existen islas cercanas del lado oceánico, donde algún observador hubiera tomado nota del tiempo de viaje del tsunami, y desde las cuales se pudiera trazar diagramas inversos, para estos eventos se supuso que el borde occidental del área de generación de los tsunamis estaba definido por el eje de la fosa. Este supuesto tiene validez, ya que los grandes terremotos, ocurridos en el margen occidental de Sudamérica, nunca han traspasado el eje de la fosa (ver áreas de ruptura en las figuras de Kelleher, 1972). Por otra parte, estos terremotos tienden a producir la ruptura a todo lo ancho de la zona de acoplamiento, entre las placas de Nazca y de Sudamérica (Kelleher et al., 1973).

4.3.2 Diagramas de Refracción Directa

Estos diagramas, en esencia, son iguales a los diagramas inversos. La diferencia reside en que el trazado de rayos se inicia desde el borde del área de generación del tsunami (determinado con los diagramas inversos) y se los hace avanzar hacia la costa. El propósito es descubrir el comportamiento de mesoescala de la propagación del tsunami; y, de este modo, definir los puntos de la costa donde

convergen más o menos rayos o, equivalentemente, cómo distribuye el tsunami su energía sobre la costa.

Sin embargo, por razones que se detallarán en el capítulo de Discusiones, en definitiva, no se consideró físicamente apropiado construir diagramas de refracción directa para ninguno de los dos tsunamis en estudio.

4.3.3 Programa de Construcción de Diagramas de Refracción

Dado que la extensión de la zona en estudio es muy grande (aproximadamente desde los 15°S hasta los 24°S), se vio la necesidad de tomar en cuenta la curvatura terrestre, al momento de construir los diagramas de refracción. Para ello, se decidió trabajar en coordenadas geográficas (longitud y latitud), en vez de hacerlo en coordenadas cartesianas planas. Esto motivó que las interpolaciones, que constituyen las grillas batimétricas, estuvieran equiespaciadas angularmente 1' en latitud y longitud, y no equiespaciadas en distancia.

En la construcción de los diagramas de refracción se utilizó las ecuaciones deducidas por Julian (1970) para el trazado de rayos en "medios arbitrariamente heterogéneos". Esto significa en términos oceanográficos: para un océano con batimetría variable. Por tratarse el tsunami de una onda superficial con respecto al globo terrestre, las ecuaciones de Julian (1970) se reducen a:

$$\begin{aligned}
 \text{a)} \quad & \frac{d\theta}{dt} = \frac{C}{R} \cos\zeta \\
 \text{b)} \quad & \frac{d\phi}{dt} = \frac{C}{R \sin\theta} \sin\zeta \\
 \text{c)} \quad & \frac{d\zeta}{dt} = \frac{\sin\zeta}{R} \frac{\partial C}{\partial \theta} - \frac{\cos\zeta}{R} \frac{\partial C}{\partial \phi} - \frac{C}{R} \sin\zeta \cot\theta
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

donde: θ = colatitud, medida desde el polo norte;

ϕ = longitud, medida desde el oeste;

ζ = dirección del rayo, medida desde el norte;

C = velocidad de fase del tsunami;

$R = 6.371.315$ [m] = radio terrestre promedio (Armento, 1970).

Las dos primeras ecuaciones dan cuenta de la cinemática del rayo. La tercera ecuación es la que rige la dirección del rayo de acuerdo a la batimetría, es decir, da cuenta de la refracción. Esta ecuación es, por lo tanto, equivalente a la Ley de Snell, con la ventaja que es más fácilmente manejable, desde el punto de vista computacional; y está, precisamente, formulada para trabajarla en medios (batimetrías en este caso) que varían gradualmente.

En la práctica, las ecuaciones utilizadas fueron una modificación de las anteriores, y que sólo introdujeron cambios en las variables θ y ζ . Para ello se hizo los cambios de variable: $\lambda = 90^\circ - \theta$ y $\alpha = \zeta - 90^\circ$, con lo cual las ecuaciones se reducen a:

$$\begin{aligned} \text{a)} \quad & \frac{d\lambda}{dt} = \frac{C}{R} \sin\alpha \\ \text{b)} \quad & \frac{d\phi}{dt} = \frac{C}{R \sin\lambda} \cos\alpha \\ \text{c)} \quad & \frac{d\alpha}{dt} = \frac{\sin\alpha}{R \cos\lambda} \frac{\partial C}{\partial \phi} - \frac{\cos\alpha}{R} \frac{\partial C}{\partial \lambda} - \frac{C}{R} \cos\alpha \tan\lambda \end{aligned} \quad (4.2)$$

donde: λ = latitud, medida desde el ecuador;

α = dirección del rayo, medida desde el oeste.

Este conjunto de expresiones no es sino un sistema de ecuaciones diferenciales de primer orden. Si a éstas añadimos las condiciones iniciales $\phi(t=0)=\phi_0$, $\lambda(t=0)=\lambda_0$ y $\alpha(t=0)=\alpha_0$, se está en presencia de un problema de valor inicial, que puede resolverse con los métodos numéricos tradicionales (Runge-Kutta, Hamming, Adams-Moulton, etc.). La gran ventaja de enfrentar el problema de este modo, radica en el hecho que, todos estos métodos de integración de ecuaciones diferenciales han sido probados, y se conoce su comportamiento en términos de su estabilidad, error local de truncamiento y error de redondeo (para una completa revisión: véase, por ejemplo, Conte y de Boor, 1974, y Burden y Faires, 1985).

Respecto de las condiciones iniciales, ϕ_0 y λ_0 , corresponden, dentro de un diagrama de refracción inversa, a las coordenadas geográficas de una determinada localidad, de la cual partirán todos los rayos hacia mar adentro. En estricto rigor (ϕ_0, λ_0) es la posición geográfica, en la bahía de la localidad, donde la profundidad sea menor que 20 [m]. α_0 , en cambio, es la dirección inicial de uno solo de los n rayos que constituirán el diagrama de refracción. Por ende, habrá n valores diferentes de α_0 que serán elegidos de tal manera que los rayos tiendan a salir hacia mar adentro, y no que, producto de la refracción, sean retornados a la costa.

En un diagrama de refracción directa, (ϕ_0, λ_0) corresponde a la posición geográfica de uno solo de los infinitos puntos que definen el borde del área de generación del tsunami. α_0 es la dirección perpendicular a la curva que define el borde de la zona fuente del tsunami, en el punto (ϕ_0, λ_0) . Para un diagrama de este tipo habrá que seleccionar n triuplas $(\phi_0, \lambda_0, \alpha_0)$.

Uno de los métodos utilizados para integrar el sistema (4.2) fue el de Runge-Kutta de cuarto orden, para obtener los valores de ϕ , λ y α en $t=0+\Delta t$, $t=0+2\Delta t$ y $t=0+3\Delta t$, a partir de las condiciones iniciales en $t=0$. Δt es el intervalo de tiempo que separa las iteraciones en el proceso de integración. Este valor debe ser pequeño en relación a un tiempo característico del tsunami, como por ejemplo el período; es decir, si este tiempo característico es del orden de 20 minutos (Voit, 1987), Δt debe ser menor que 1 minuto. En definitiva, se optó por un valor de $\Delta t=20$ [s], i.e., un 1.67% de 20 minutos. Las siguientes iteraciones, es decir, para $t=0+k\Delta t$ ($k = 4, 5, 6, 7, \dots$), se efectuaron con el método de Adams-Moulton de cuarto orden, puesto que tiene un error local de truncamiento igual al de Runge-Kutta, pero requiere casi la mitad de cálculos. El método de Adams-Moulton precisa, eso sí, de los cuatro primeros valores para comenzar; de ahí surge la necesidad de utilizar otro método auxiliar en las tres primeras iteraciones.

En las ecuaciones anteriores se requiere el valor de la velocidad de fase del tsunami, C . Esta cantidad es igual a la de una onda de pequeña amplitud que se propaga en agua somera, puesto que la razón $h:L$, profundidad del fondo marino versus longitud de onda, es muy pequeña en un tsunami. Esto implica que la relación de dispersión para ondas de pequeña amplitud: $\omega^2 = gk \tanh(kh)$ se puede aproximar con: $\omega^2 = gk \times kh$, es decir:

$$C \equiv \omega/k = \sqrt{gh} \quad (4.3)$$

donde: C = velocidad de fase del tsunami

$\omega = 2\pi/T$ = frecuencia angular,

T = período;

$k = 2\pi/L$ = número de onda;

L = longitud de onda;

h = profundidad del fondo marino en el punto de coordenadas (ϕ, λ) ; y

$g = 9.8 \text{ m/s}^2$ = aceleración de gravedad.

Luego, la velocidad de fase de un tsunami depende sólo del medio (la profundidad h), en una primera aproximación. Esto es equivalente a decir que se trata de una onda no dispersiva (para una completa revisión de estos tópicos véase, p. ej., los libros de Wiegel, 1964; Kinsman, 1965; Ippen, 1966; Dean y Dalrymple, 1984; y Shore Protection Manual, Vol. 1, 1984).

Como se ha mencionado previamente, la profundidad tomada de las cartas batimétricas está dada como un arreglo de datos, del cual debe computarse C . De la grilla, además, debe computarse $\partial C/\partial\phi$ y $\partial C/\partial\lambda$. Usando los índices i y j , de la grilla, para la longitud, ϕ , y la latitud, λ , respectivamente; las derivadas de C en el punto $(i\Delta, j\Delta)$, asociado al nodo (i, j) de la grilla batimétrica, quedan definidas como (Coudert y Raichlen, 1970):

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial \phi}(i\Delta, j\Delta) &= \frac{C_{i+1,j} - C_{i-1,j}}{2\Delta} \\ \frac{\partial C}{\partial \lambda}(i\Delta, j\Delta) &= \frac{C_{i,j+1} - C_{i,j-1}}{2\Delta} \end{aligned} \quad (4.4)$$

donde: $C_{i,j} = \sqrt{gh_{i,j}}$ es la velocidad de fase del tsunami en el nodo (i, j) de la grilla batimétrica, h .

$\Delta = 1' \approx 0.016667[\text{rad}]$ = espaciamiento entre nodos de la grilla, tanto en latitud como longitud.

Para interpolar en un punto (ϕ, λ) , de localización arbitraria dentro de un cuadrado ("pickcell") de la grilla, se utilizó el siguiente esquema, tanto para la velocidad de fase, C , como para sus derivadas, $\partial C/\partial\phi$ y $\partial C/\partial\lambda$:

$$F_{i+r,j+s} = (1-r)(1-s)F_{i,j} + r(1-s)F_{i+1,j} + (1-r)sF_{i,j+1} + rsF_{i+1,j+1}$$

donde: F representa a C , $\partial C/\partial \phi$ o $\partial C/\partial \lambda$, y el punto (ϕ, λ) está ubicado a una distancia adimensional $\sqrt{r^2+s^2}$ del punto de coordenadas $(i\Delta, j\Delta)$ en la grilla, con: $r=(\phi-i\Delta)/\Delta$ y $s=(\lambda-j\Delta)/\Delta$. Además, $i\Delta$ y $j\Delta$ son tales que: $0 \leq \phi-i\Delta < \Delta$ y $0 \leq \lambda-j\Delta < \Delta$ (Coudert y Raichlen, 1970).

Otro punto que debió considerarse en la confección del programa que construye los diagramas de refracción fue que, no existía una única grilla que cubriera toda el área en estudio, sino que dicha información estaba repartida en cinco grillas. Se decidió no trabajar con una sola grilla, fundamentalmente por dos razones:

- 1) los computadores, a los que normalmente se tiene acceso, no pueden "cargar" arreglos de dimensiones tan grandes: unas 900 filas por 480 columnas. Considerando que cada dato equivale a 8 bytes, esto implicaría disponer de unos 3.5 Megabytes de memoria RAM sólo para este arreglo.
- 2) un gran porcentaje de tal grilla (un tercio, por lo menos) correspondería a nodos sobre la planicie abisal o sobre tierra firme, donde no existían datos. Por esta razón, además, se estaría cargando "información" inútil.

Por otra parte, al trabajar con varias grillas, existe el inconveniente que la trayectoria de un rayo puede quedar interrumpida al alcanzar los límites de una de ellas. Para subsanar este problema, se diseñó el programa de tal manera que el formato de entrada de datos (condiciones iniciales ϕ_0 , λ_0 y α_0 de los rayos) fuera idéntico al formato de salida, y así, una vez terminada la ejecución del programa con la información de una grilla, se continúa el trazado de rayos con la información batimétrica de la grilla contigua; pero, esta vez, los datos de entrada corresponden a los datos de salida del proceso anterior. Un código de proceso indica en esta ejecución que debe tomarse los últimos cuatro datos de ϕ , λ y α como entrada al proceso (recuérdese que se utiliza el método de integración de Adams-Moulton).

Un detalle adicional, pero sumamente importante, se refiere a que, al verse interrumpido un rayo dentro de una grilla, la continuación de él en la grilla vecina no sería factible, pues el rayo aún no estaría dentro de los límites de esta segunda

grilla. Este inconveniente se resolvió al definir dos tipos de límites en cada grilla: límites ficticios y límites efectivos. Los límites ficticios son aquéllos heredados de las cartas batimétricas de Prince et al. (1980). Estos límites indican si un rayo se "sale" o no de la grilla y, por ende, si su ejecución debería o no continuarse con información de otra grilla. Los límites efectivos tienen que ver con las 15 filas o columnas de datos que se añadieron, más allá de los límites ficticios. Por cierto, estos datos adicionales corresponden a las 15 primeras filas o columnas de la grilla vecina original (dada, a su vez, por sus límites ficticios) (ver Figura 4.3.1). De este modo, al proseguir el trazado de un rayo en una segunda carta, éste no queda sin información batimétrica. Sin embargo, algunos límites efectivos coinciden con los ficticios. Esto ocurre cuando, lisa y llanamente, no hay más información batimétrica, más allá de los límites ficticios.

En vista del punto anterior, y para facilitar el manejo del programa de trazado de rayos, propiamente tal, se decidió confeccionar un pequeño programa de ingreso de las condiciones iniciales. La salida de dicho programa corresponde a un archivo con el conjunto de condiciones iniciales, y con el formato requerido por el programa de trazado de rayos. Este archivo contiene, también, otros parámetros, necesarios para la construcción de los diagramas de refracción. El listado de este programa de ingreso de datos se encuentra en el Anexo A.2.2.

El código de proceso mencionado con anterioridad indica también si la ejecución comienza desde cero (a partir de las condiciones iniciales), o si un rayo no debe continuar su trazado, tanto en la presente carta, como, hipotéticamente, en la vecina. Esta no-continuación del trazado de un rayo podría deberse a dos causas: que el rayo hubiera completado su "tiempo de viaje" (ver sección 4.2.1), o que hubiera alcanzado la costa, o la planicie abisal.

Finalmente, la Figura 4.3.2 corresponde al diagrama de flujo del programa principal, el que permite apreciar, con mayor claridad, el algoritmo utilizado. En el Anexo A.2.3 se muestra el listado del programa fuente, propiamente tal.

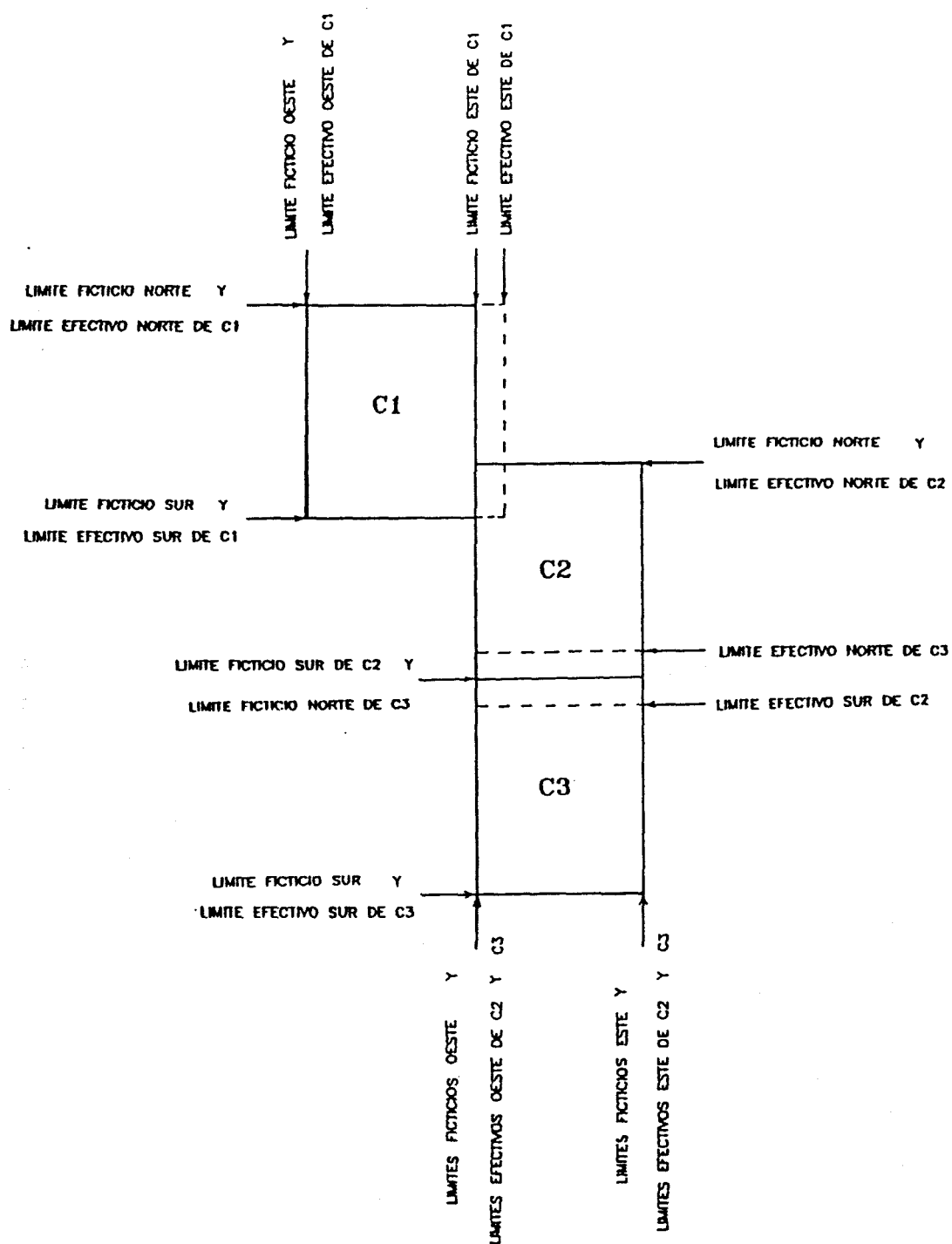
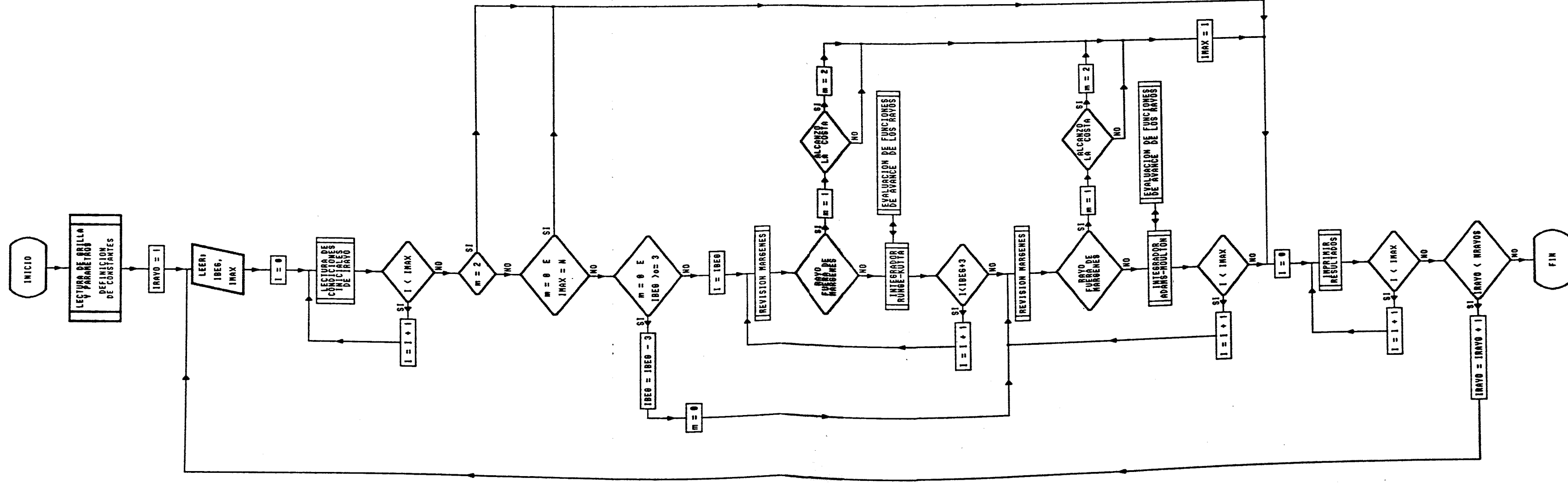


Figura 4.3.1 Diagrama ilustrativo de los límites efectivos y ficticios utilizados en el programa de diagramas de refracción. Para una explicación más detallada véase el texto.

Fig. 4.3.2 Diagrama de flujo del programa RAYOS, que construye diagramas de refracción.



4.3.4 Experimentos de Prueba del Programa de Refracción con Batimetría Sintética

Cada vez que se elabora un programa computacional de cierta complejidad, como el utilizado para construir los diagramas de refracción, el programador puede cometer errores de diversa índole. Los errores de sintáxis, y otros en que se suele incurrir, son posibles de detectar con un poco de experiencia, paciencia, concentración, y la ayuda que pueda dar el compilador. Más peligrosos son los errores que permiten que el programa se ejecute, y genere una salida completa que, a primera vista, parezca razonable. Esta posibilidad hace esencial que los programas se sometan a procedimientos de prueba planeados. La salida se debe chequear con cuanta información de soporte esté disponible. El completo entendimiento del problema original es vital aquí, puesto que el objetivo es decidir, a) si el programa implementa correctamente el algoritmo, y b) si el algoritmo resuelve correctamente el problema (Scheid, 1977).

La prueba medular del programa se basó, fundamentalmente, en ejecutarlo con batimetrías sintéticas. Específicamente, se probó perfiles de batimetría con variación sólo en longitud geográfica, es decir, paralelos en latitud, semejando:

- a) un fondo plano;
- b) un fondo tipo plano inclinado;
- c) un fondo en escalón; y
- d) un fondo típico de margen continental activo, incluyendo planicie abisal, talud oceánico, talud continental y plataforma continental.

De este modo, se puede testear, en forma cualitativa y sencilla, el patrón de propagación de los rayos.

En el caso del fondo plano (Fig. 4.3.3) se observa lo que era predecible: ningún cambio en dirección, ni en distancia entre tics, puesto que al ser constante la profundidad, también lo son la velocidad de fase y los gradientes de velocidad.

Para el fondo tipo plano inclinado, se trazó rayos desde la "costa" hacia el océano, y viceversa. En el primer caso (Fig. 4.3.4), se aprecia que los rayos tienden a apartarse entre sí, a medida que avanzan hacia aguas más profundas; cosa que es bien sabida (ver Shore Protection Manual, 1984, p. 2-73). En particular, los rayos, cuyas direcciones iniciales son más próximas a la "línea de la costa" (en la figura: meridiano 70° W), alcanzan un distanciamiento máximo de la costa, y luego se

reflejan retornando a la costa. En el segundo caso (del océano hacia la costa, Fig. 4.3.5) todos los rayos acaban alineándose en forma perpendicular a la línea de la costa; lo que, nuevamente, refleja la consistencia del programa con la realidad.

En relación con el fondo en escalón (ver Figs. 4.3.6 y 4.3.7), los rayos se propagan en forma rectilínea en cada uno de los planos que lo conforman. El paso de un plano a otro se manifiesta como un cambio drástico de dirección, que se aproxima muy bien con la Ley de Snell, como el lector lo puede comprobar, con ayuda de un transportador. La diferencia entre los dos diagramas de refracción radica en que, si los rayos que pasan de menor a mayor profundidad lo hacen con grandes ángulos respecto a la normal a la interfase, entonces se ven reflejados. En cambio, cuando los rayos lo hacen de mayor a menor profundidad, sólo se observa refracción.

Cabe recordar que la Ley de Snell establece que:

$$\frac{C_1}{\sin \alpha_1} = \frac{C_2}{\sin \alpha_2} \quad (4.5)$$

donde: $C_1 = \sqrt{gh_1}$ = velocidad de fase en el fondo de profundidad h_1 ;

$C_2 = \sqrt{gh_2}$ = velocidad de fase en el fondo de profundidad h_2 ;

α_1 = ángulo de incidencia, medido desde la normal a la interfase;

α_2 = ángulo de refracción, medido desde la normal a la interfase.

La Ley de Snell es, por cierto, el punto de referencia obligado, para evaluar cualquier metodología alternativa en el análisis de refracción de ondas, en general.

Por último, para el fondo semejante a un margen continental activo (ver Figs. 4.3.8 y 4.3.9), se observa un comportamiento más complejo en los rayos, que resulta largo de describir en detalle. Estos comportamientos, sin embargo, son una combinación de los ya descritos, pero, por ejemplo, ocurriendo en forma sucesiva en un mismo rayo. Por ende, aquí también se observa la validez del método empleado.

En resumen, no se descubrieron problemas en el programa, ni en los algoritmos utilizados, que pudieran traducirse, a la postre, en resultados erróneos.

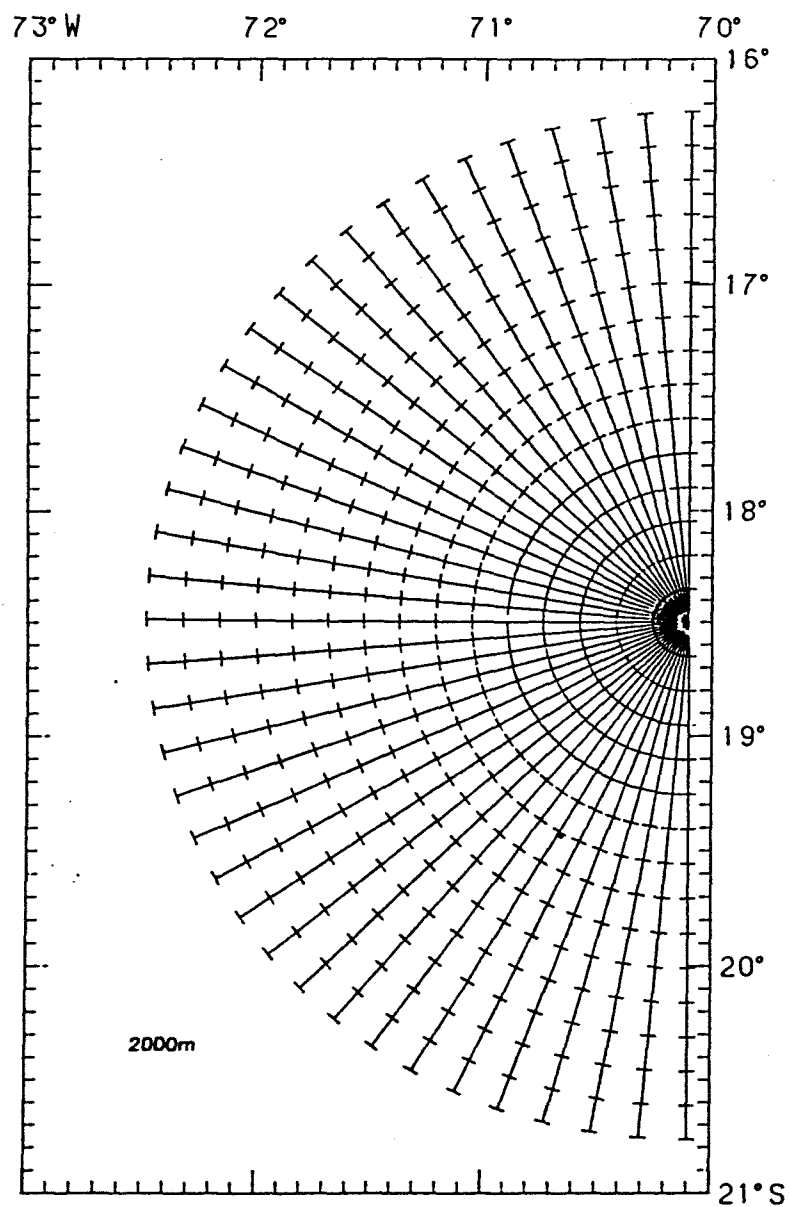


Fig. 4.3.3 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética semejando un fondo plano.

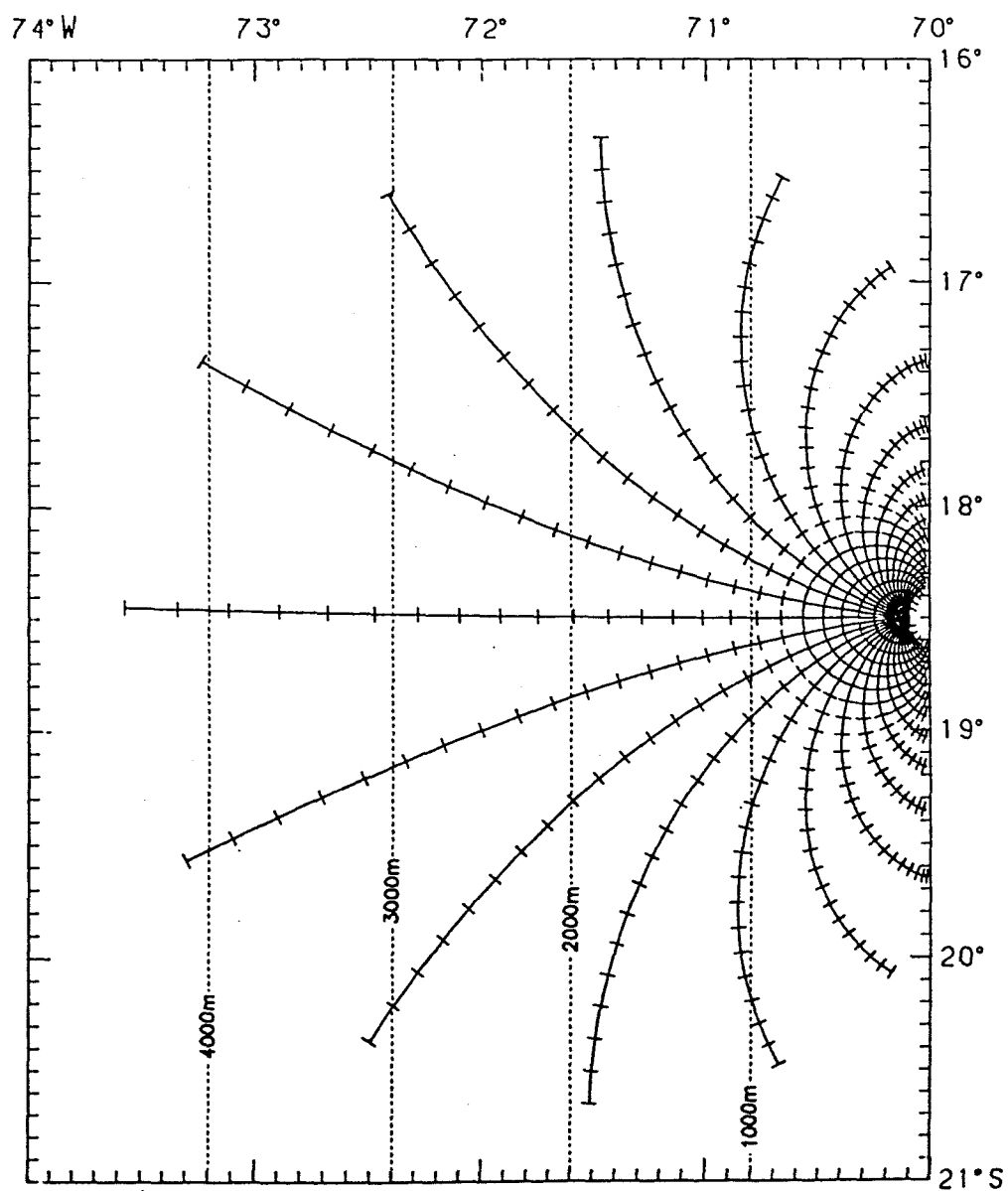


Fig. 4.3.4 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de plano inclinado. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano.

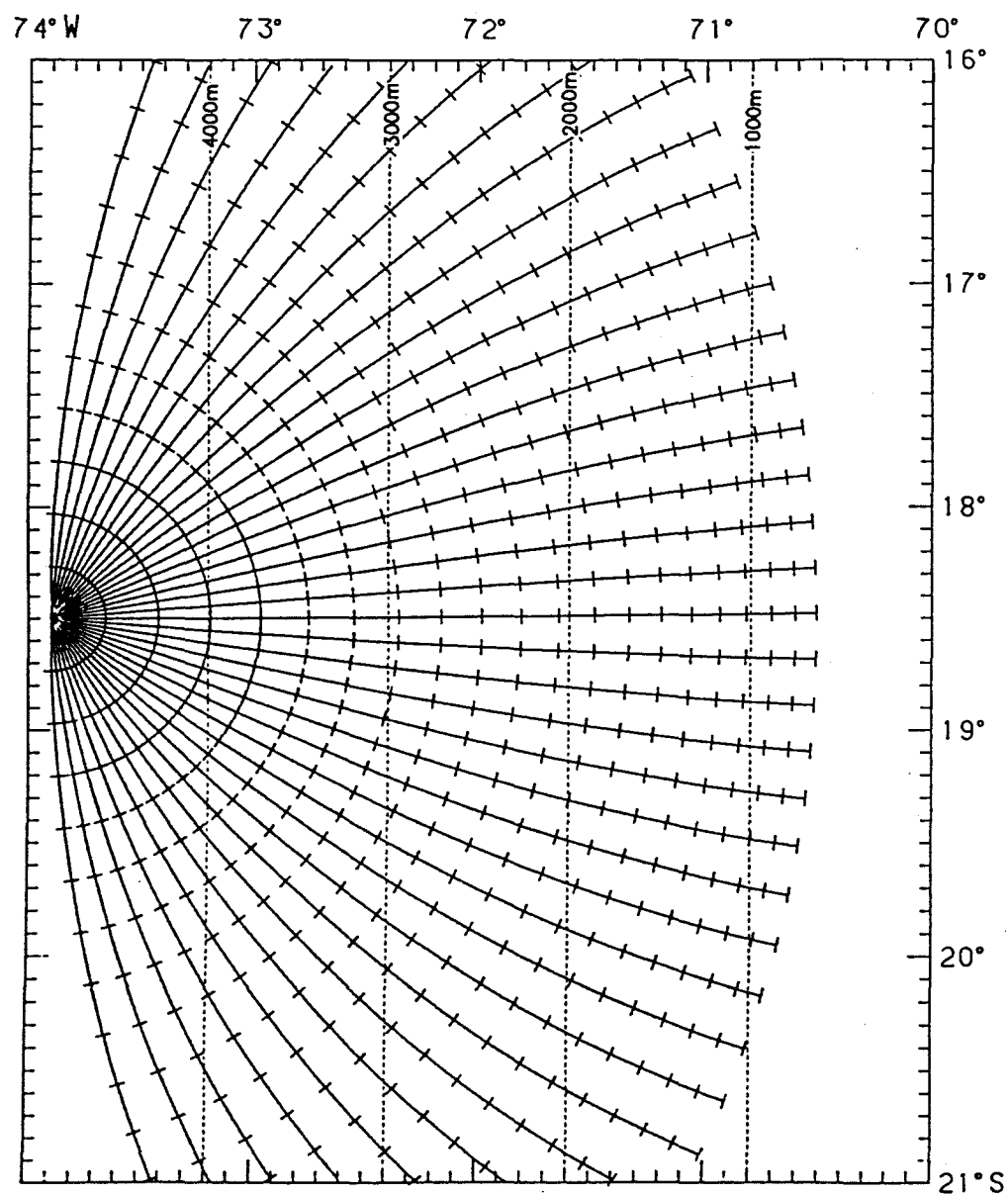


Fig. 4.3.5 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de plano inclinado. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.

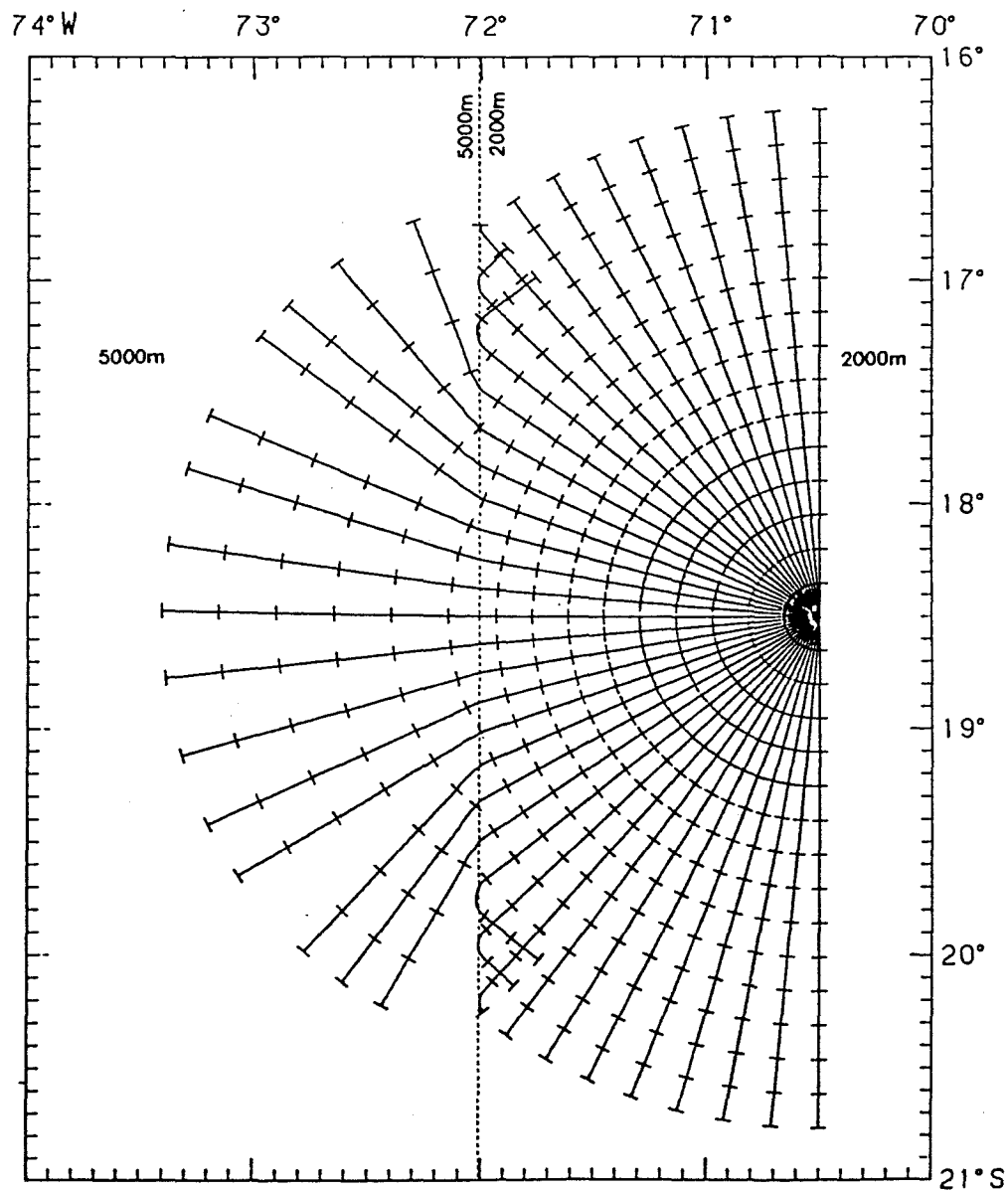


Fig. 4.3.6 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de escalón. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano.

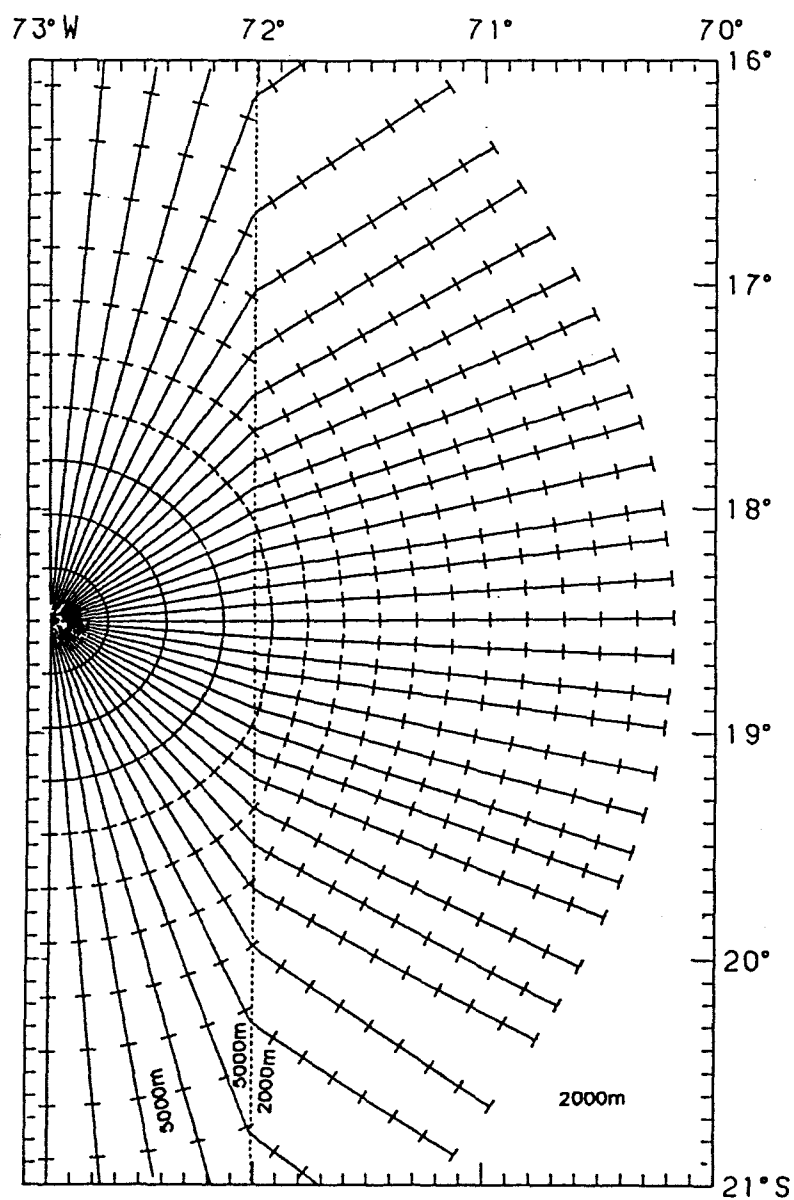


Fig. 4.3.7 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de escalón. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.

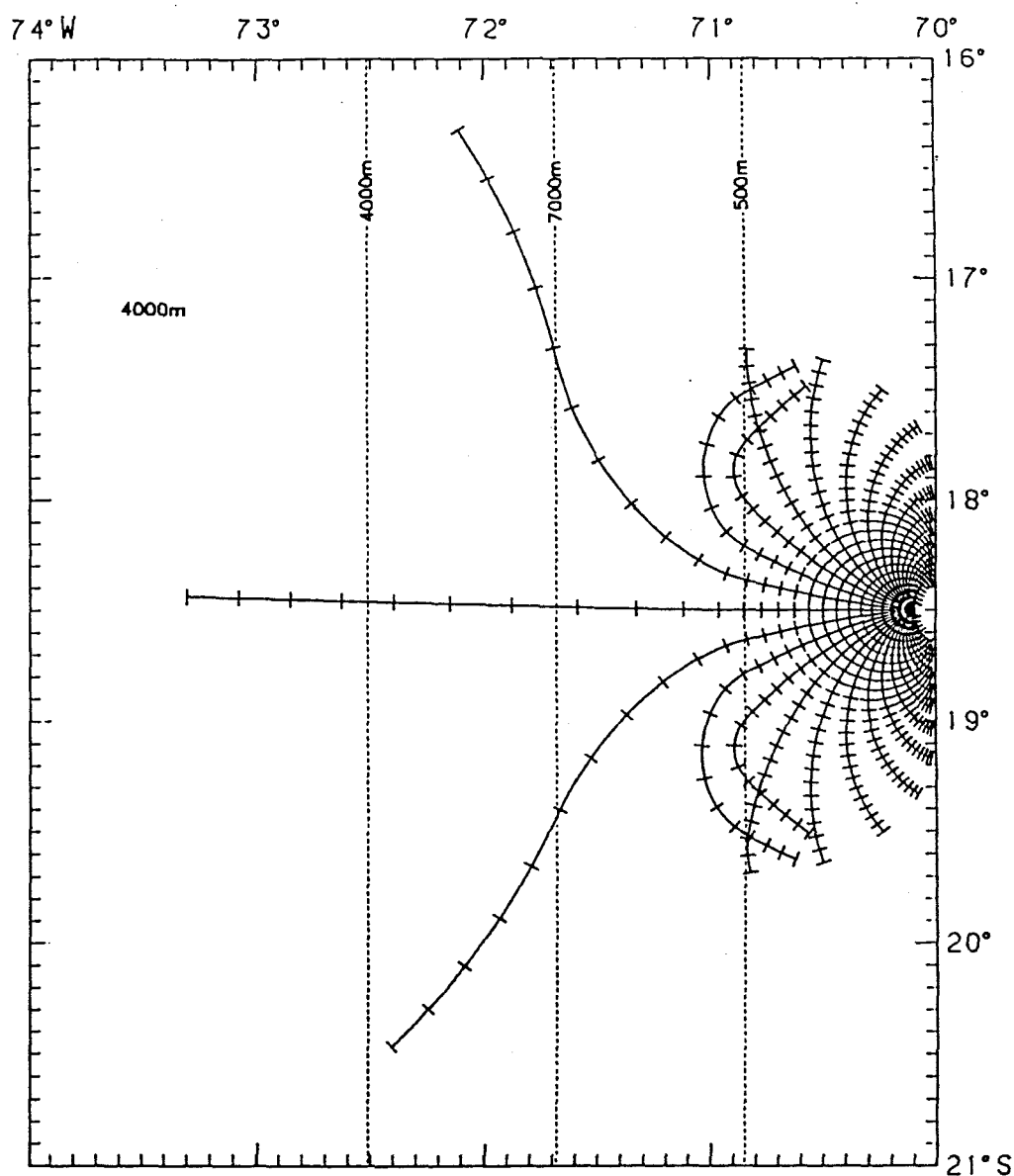


Fig. 4.3.8 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de fosa. Entre los 70° y los 70.85°W la batimetría semeja a la plataforma y al talud continental superior; entre los 70.85° y los ~71.7°W semeja al resto del talud continental; entre los ~71.7° y los ~72.5°W semeja al talud oceánico y entre los ~72.5° y los 74°W la batimetría es plana, semejando una planicie abisal. Los rayos avanzan desde la costa hacia el océano.

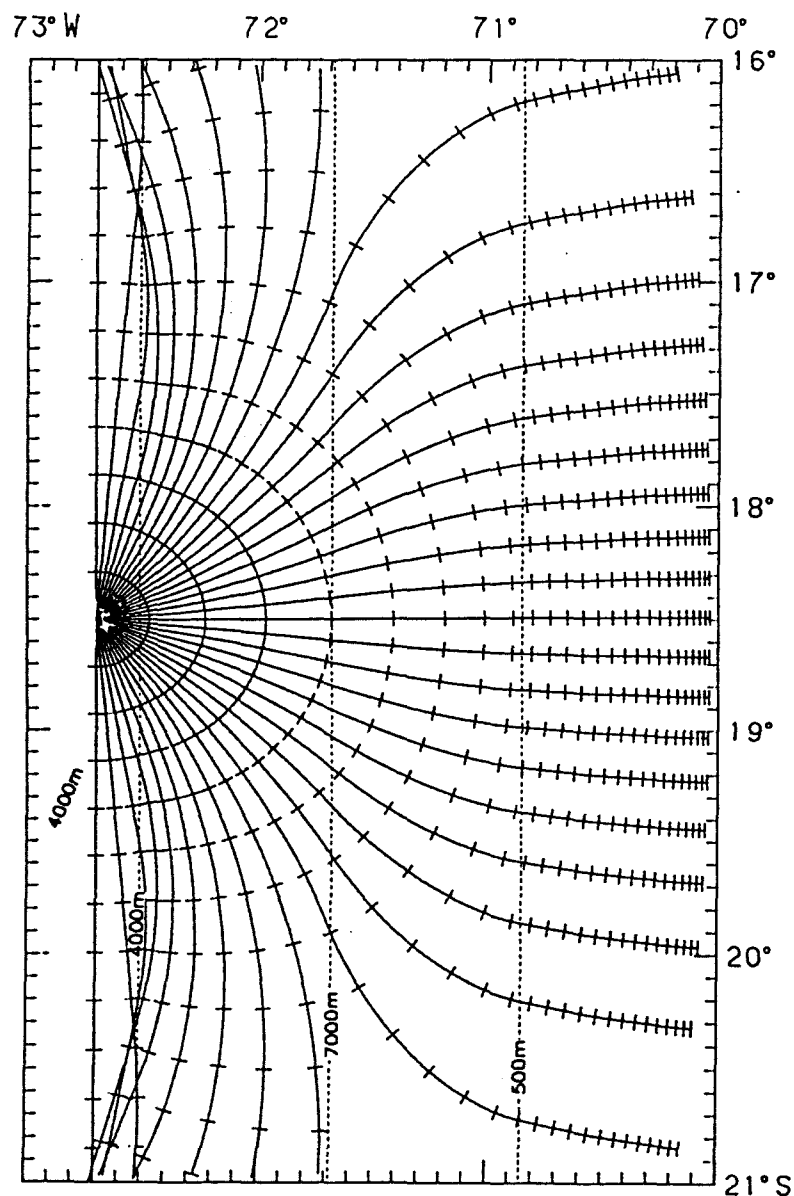


Fig. 4.3.9 Diagrama de refracción construido sobre batimetría sintética con forma de escalón. Entre los 70° y los 70.85°W la batimetría semeja a la plataforma y al talud continental superior; entre los 70.85° y los ~71.7°W semeja al resto del talud continental; entre los ~71.7° y los ~72.5°W semeja al talud oceánico y entre los ~72.5° y los 73°W la batimetría es plana, semejando una planicie abisal. Los rayos avanzan desde el océano hacia la costa.

4.4 ESTIMACION DE ALGUNOS PARAMETROS MEDIANTE LEYES DE ESCALAMIENTO

Siempre en la búsqueda del objetivo antes señalado (ver sección 4.1), esta nueva etapa consiste en estimar dos cantidades fundamentales: \bar{U} , la dislocación promedio, y M_0 , el momento sísmico (ver secciones 2.1.3 y 2.1.10). Las estimaciones se efectúan utilizando ecuaciones, empíricas y teóricas, que relacionan distintos parámetros de una fuente sísmica.

A partir de la zona de generación del tsunami, determinada con los diagramas de refracción inversa, se puede estimar L , y teóricamente W . L corresponde al largo de la zona dislocada, y W a su ancho. En definitiva, se prefirió tomar como ancho de la zona de dislocación de los sismos a todo el rango de la zona de acoplamiento, entre las placas de Nazca y de Sudamérica. La razón de ello se explicará en los capítulos de Resultados y Discusiones.

En todo caso, Tichelaar y Ruff (1991) obtuvieron sólo la profundidad de desacople sísmico inferior, y no el borde superior de la zona de acoplamiento. Se supuso, en principio, una profundidad de enterramiento de $h=0.5$ km para la falla activada durante el terremoto de 1868, y de $h=0.1$ km para aquélla activada por el terremoto de 1877. La razón es que en el sur de Perú el eje de la fosa posee, en promedio, unos pocos cientos de metros de sedimentos, mientras que en el norte de Chile los sedimentos están casi ausentes (ver sección 3.1.3). Sin embargo, los antecedentes no son tan concluyentes en la profundidad del borde superior del acoplamiento sísmico como del borde inferior. Esta falta de certeza motivó especular qué resultados se obtendrían para M_0 , M_w y el campo de desplazamientos verticales si la profundidad del borde superior de las fallas activadas fuera, en realidad, más profunda que los 0.5 y 0.1 km ya señalados. Se optó, en definitiva, por efectuar todos los cálculos subsecuentes suponiendo $h=0.5$ y 5.0 km para el evento de 1868, y de $h=0.1$ y 5.0 km para el evento de 1877. La elección de $h=5.0$ km fue, por cierto, arbitraria.

Dado que el fallamiento no aflora en superficie, el ancho de la falla (o de la zona de acoplamiento) será igual a la distancia desde el eje de la fosa a la profundidad de desacople sísmico (en la dirección del buzamiento), menos la distancia desde el eje de la fosa al borde superior de la falla (ver sección 2.1.4). El borde superior de la falla está localizado a las profundidades anteriormente señaladas.

En la práctica, las zonas de ruptura no son perfectamente rectas, pues se alinean paralelamente con el eje de la fosa, que es algo curvo. Por este motivo, las zonas de ruptura se subdividieron en dos o tres segmentos rectos individualmente. Luego, el largo L corresponde a la suma de los largos de estos segmentos rectos.

Por otra parte, de acuerdo con los resultados de Scholz (1982a, 1989) y Scholz et al. (1986), el valor de la dislocación promedio \bar{U} , es directamente proporcional a L , es decir:

$$\bar{U} = k L. \quad (4.6)$$

Para sismos de tipo inverso ("thrust earthquakes"), si \bar{U} y L se expresan en las mismas unidades: $k=2 \times 10^{-5}$. Además, el momento sísmico M_0 está definido como:

$$M_0 = \mu \bar{U} S \quad (4.7)$$

donde: $\mu = 3.23 \times 10^{10} [\text{N/m}^2]$ = módulo de rigidez de las rocas

$$S = W L = \text{área de la zona dislocada.} \quad (4.8)$$

Combinando (4.6), (4.7) y (4.8) se obtiene:

$$M_0 = \mu k W L^2 \quad (4.9)$$

Finalmente, si M_0 está expresado en Nm, la magnitud M_w del sismo se obtiene a partir de la relación dada por Hanks y Kanamori (1979):

$$M_w = \frac{2}{3} \left[\log_{10}(M_0 \times 10^7) - 16.1 \right] \quad (4.10)$$

4.5 CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES ASOCIADOS A LOS SISMOS

La región donde tuvieron lugar los terremotos de 1868 y 1877 se caracteriza por tener sismos de tipo inverso, dados los antecedentes que existen para la región (Stauder, 1973, 1975; Tichelaar y Ruff, 1991). Para este tipo de sismos, y suponiendo que la falla activada es rectangular, el campo de desplazamientos viene dado por la ecuación:

$$u_i = \mu \bar{U} \int_d^{d+W} \int_{-L/2}^{L/2} \left[2 \left[\sin \delta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \delta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right] + \left[\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right] \right] d\xi_1 d\xi \quad (4.11)$$

En particular, la expresión analítica que resulta al resolver la expresión (4.11) para u_3 , es decir, para los desplazamientos verticales, es (Mansinha y Smylie, 1971):

$$u_3(X) = \frac{\bar{U}}{12\pi} [f(X; L/2, d+W) - f(X; L/2, d) - f(X; -L/2, d+W) + f(X; -L/2, d)] \quad (4.12)$$

donde:

$$\begin{aligned} f(X; \xi_1, \xi) = & \sin \delta \left[(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{2(x_3 - \xi_3)}{R(R + x_1 - \xi_1)} + 4 \frac{(x_3 - \xi_3)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \right. \right. \\ & - 4 \xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \left. \left\{ \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(Q + h)} \right\} \right. \\ & + 3 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} \right\} - 6 \tan^{-1} \left\{ \frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 Q} \right\} \left. \right] \\ & + \cos \delta \left[\ln(R + x_1 - \xi_1) - \ln(Q + x_1 - \xi_1) - 2 \frac{(x_3 - \xi_3)^2}{R(R + x_1 - \xi_1)} \right. \\ & - 4 \frac{\{(x_3 + \xi_3)^2 - \xi_3 x_3\}}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} - 4 \xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \left. \left\{ \frac{2Q + x_1 - \xi_1}{Q^3(Q + x_1 - \xi_1)^2} \right\} \right] \\ & + 6 x_3 \left[\cos \delta \sin \delta \left\{ \frac{2(q_3 + \xi)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} + \frac{x_1 - \xi_1}{Q(Q + q_3 + \xi)} \right\} - q_2 \frac{(\sin^2 \delta - \cos^2 \delta)}{Q(Q + x_1 - \xi_1)} \right] \end{aligned}$$

$$\text{donde: } R = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2},$$

$$Q = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2},$$

$$h = \sqrt{q_2^2 + (q_3 + \xi)^2}, \quad k = \sqrt{(x_1 - \xi_1)^2 + q_2^2},$$

$$r_2 = x_2 \sin \delta - x_3 \cos \delta, \quad q_2 = x_2 \sin \delta + x_3 \cos \delta,$$

$$r_3 = x_2 \cos \delta - x_3 \sin \delta, \quad q_3 = -x_2 \cos \delta + x_3 \sin \delta,$$

$$\xi_2 = \xi \cos \delta, \quad \xi_3 = \xi \sin \delta,$$

$\Xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ define un punto sobre el plano de falla,

$X = (x_1, x_2, x_3)$ define un punto del semiespacio sólido ($x_3 \geq 0$),

L = largo de la falla, W = ancho de la falla,

$d = H / \sin \delta$,

H = profundidad de enterramiento de la falla,

δ = ángulo de buzamiento de la falla.

Además, la falla rectangular se extiende sobre los dominios:

$$-L/2 \leq \xi_1 \leq L/2, \quad d \leq \xi \leq d+W.$$

Los desplazamientos verticales superficiales se obtienen, simplemente, haciendo $x_3=0$ en (4.12), y evaluando la misma expresión, para diferentes valores de x_1 y x_2 .

La Figura 4.5.1 muestra el diagrama de flujo del programa que efectúa todos estos cálculos. El programa fuente correspondiente se puede apreciar en el Anexo A.2.4. Este programa, además, puede computar los desplazamientos horizontales, los que sólo se calcularon para efectos de aclarar dudas puntuales (ver sección 6.5, pág. 202). En el listado de este programa, las variables ξ_1 , ξ_2 , ξ_3 y ξ se denominaron y_1 , y_2 , y_3 e y , respectivamente.

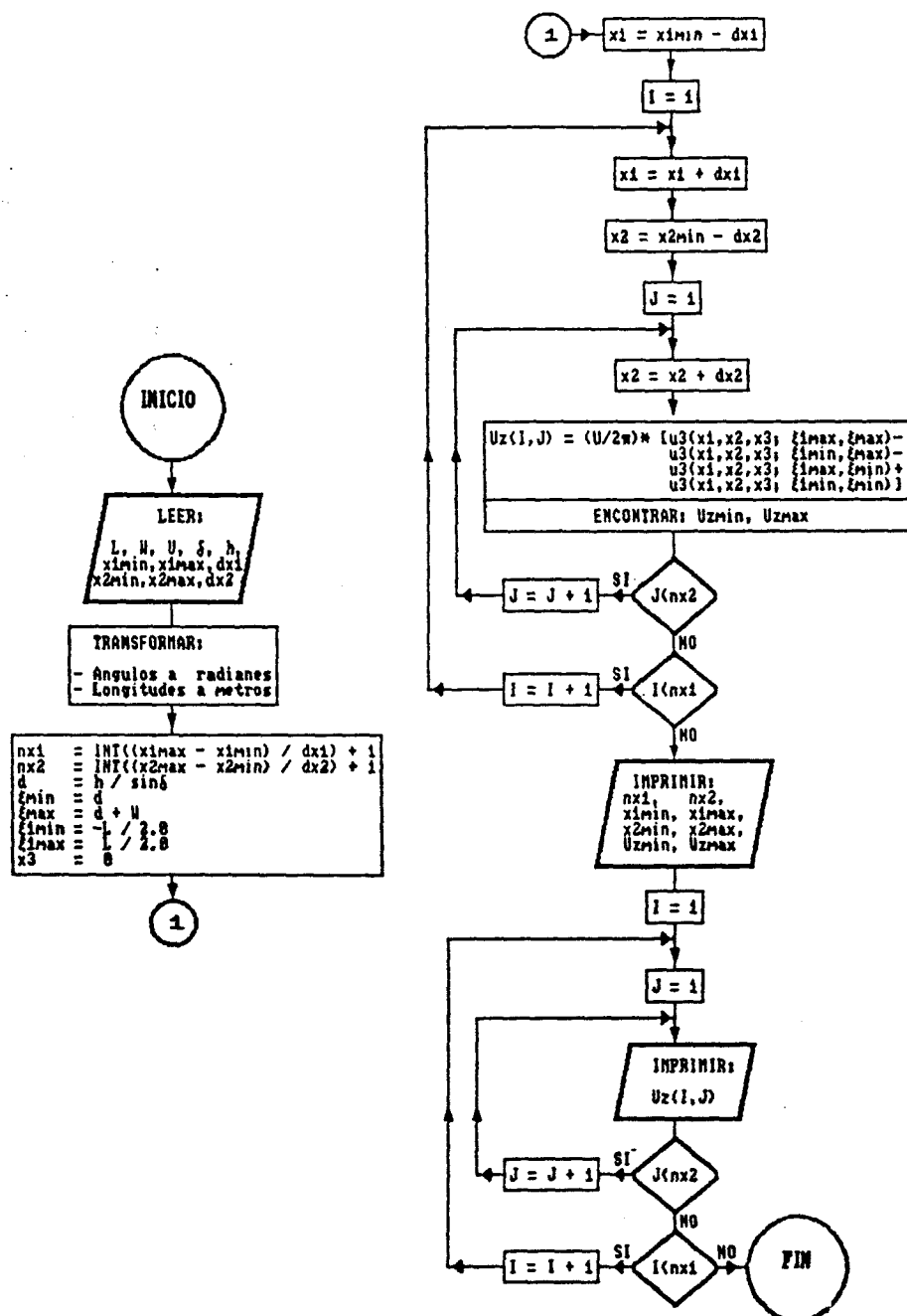


Fig. 4.5.1 Diagrama de flujo del programa UXYZ, el cual construye grillas de los desplazamientos verticales (superficiales), producto de fallamiento de tipo inverso.

4.6 ENERGIA DE LOS TSUNAMIS

De acuerdo con Kajiura (1981), una primera estimación de la energía total de un tsunami, E_t , a partir de la energía potencial correspondiente a un montículo estático de agua, generado en la superficie del océano por un desplazamiento instantáneo u_z del fondo marino viene dada por:

$$E_t = \frac{1}{2} \rho g \int_S u_z^2 dS \quad (4.13)$$

donde: $\rho = 1027 [\text{kg}/\text{m}^3]$ = densidad del agua de mar promedio;

$g = 9.8 [\text{m}/\text{s}^2]$ = aceleración de gravedad;

S es la superficie donde los desplazamientos verticales estáticos u_z tuvieron lugar al momento de ocurrir el terremoto, en el fondo marino.

En apariencia, el supuesto de una dislocación instantánea pudiera parecer poco realista para fuentes sísmicas tan extensas (680 km y 510 km de largo). Sin embargo, Kowalik y Whitmore (1991) comprobaron que la diferencia en los resultados de una modelación numérica con ruptura instantánea respecto a una similar, pero con ruptura progresiva (móvil), era muy pequeña. Por cierto, uno de los tsunamis que modelaron fue generado por el terremoto de la Península de Kamchatka de 1952, cuya ruptura tuvo una extensión de 650 km.

Para computar la energía de los tsunamis de 1868 y 1877 a partir de la integral de la ecuación (4.13) se utilizó el método de integración numérica de Simpson. Los valores de u_z son aquéllos obtenidos del modo descrito en la sección anterior. Los límites de integración corresponden, en principio, a un rectángulo que encierra la región con desplazamientos mayores de 0.1 m en valor absoluto. Dado que, evidentemente, un tsunami no puede tomar energía de desplazamientos ocurridos en tierra firme, este rectángulo tiene su borde de más a tierra constituido por una recta que, en promedio, se ajusta a la línea de la costa. En el Anexo A.2.5 se puede apreciar el listado del programa que computa el valor de E_t . El diagrama de flujo de este programa se adjunta en la Figura 4.6.1.

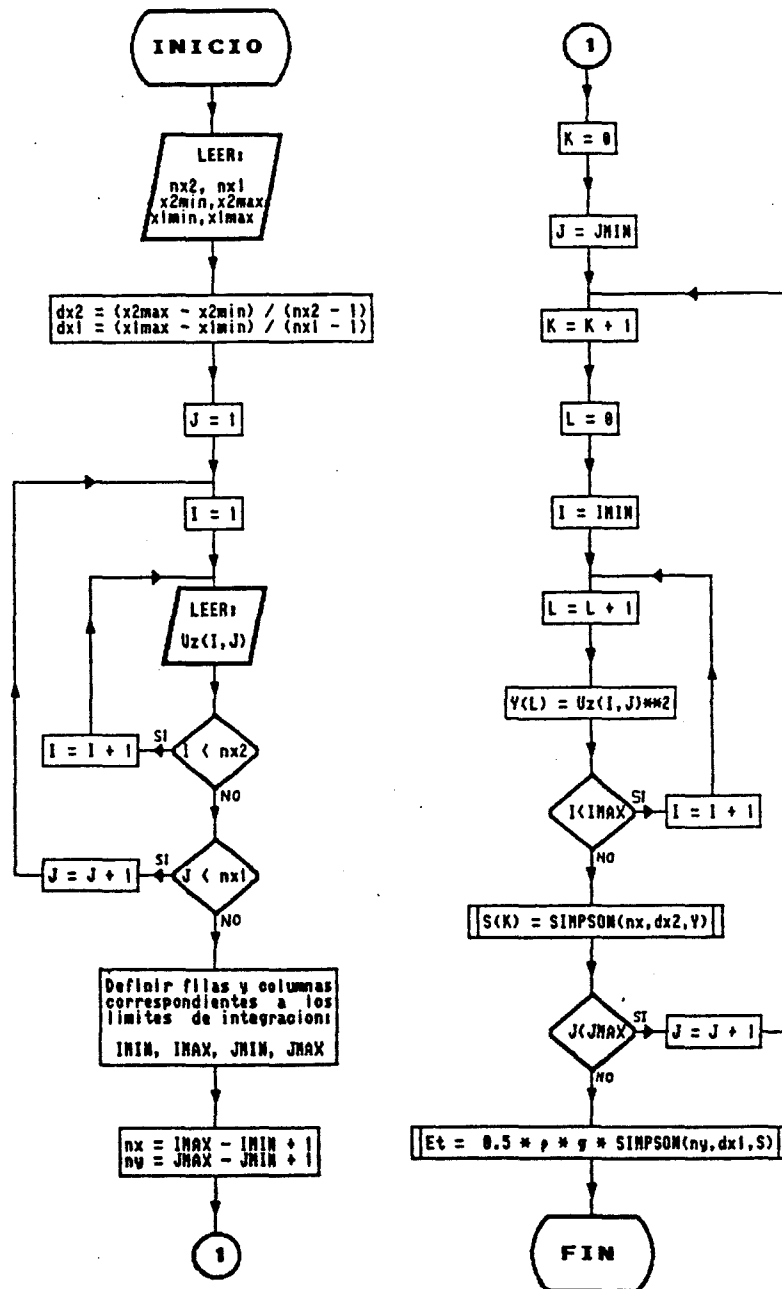


Fig. 4.6.1 Diagrama de flujo del programa ETSUN, el cual calcula la energía de un tsunami a partir del campo de desplazamientos verticales superficiales.

5. RESULTADOS

5.1 ESTIMACIONES DE LOS TIEMPOS DE VIAJE DE LOS TSUNAMIS DE 1868 Y 1877

5.1.1 Introducción

Los siguientes gráficos y tablas, en las secciones 5.1.2 y 5.1.3, constituyen los resultados de los análisis de regresión para las horas del sismo y llegada del tsunami de 1868 y 1877. Las tablas entregan los parámetros estadísticos básicos de estos procesos de regresión. Los gráficos, en tanto, muestran el comportamiento de los valores observados, esperados (o ajustados por las regresiones), y las bandas de confianza de los tiempos del sismo y de llegada del tsunami, en función de la latitud. Se incluyen, además, las ecuaciones de regresión y las expresiones que definen las bandas de confianza respectivas. Finalmente, se entrega un gráfico del tiempo de viaje del tsunami, en función de la latitud. Este gráfico incluye los tiempos esperados, mínimos y máximos. Estos tiempos mínimos y máximos fueron computados del modo indicado en la inecuación (4.4).

5.1.2 Evento del 13 de Agosto de 1868

5.1.2.1 Análisis de Regresión de la Hora del Sismo 1868

Tabla 5.1.1 a) Resultados del modelo ajustado para la Hora del Sismo de 1868

Variable Independiente	Coeficiente	Error Est.	Valor t	Nivel Sig.
<i>CONSTANTE</i>	18.156658	0.363136	49.9995	0.0000
<i>HORA_SISMO</i>	-0.094359	0.03784	-2.4936	0.0164
<i>HORA_SISMO</i> ²	0.002086	0.00095	2.1953	0.0333

48 observaciones ajustadas

Tabla 5.1.1 b) Análisis de varianza para la regresión completa

Fuente	Suma de Cuadrados	GL	Cuadrados Medios	Razón F	Valor p
Modelo	0.245791	2	0.122895	5.07730	0.0103
Error	1.08922	45	0.0242049		
Total	1.33501	47			

$$R^2 = 0.184112$$

$$R^2 \text{ (aju. para g.l.)} = 0.14785$$

$$\text{Error estándar de la est. (S}_g\text{)} = 0.155579$$

$$\text{Estadístico de Durbin-Watson} = 2.22541$$

Ecuación de regresión:

$$\hat{H}_S(x_i) = 18.156658 - 0.094359x_i + 0.002086x_i^2$$

Banda de confianza:

$$\hat{H}_S(x_i) \pm \left[3 \times F(0.75; 3, 48-3) S_g^2 X_i^T (X^T X)^{-1} X_i \right]^{1/2}$$

donde: $F(0.75; 3, 48-3) = 1.41775$

$$X_i^T = [1, x_i, x_i^2]$$

$$(X^T X)^{-1} = \begin{bmatrix} 5.4479993E00 & -5.6204832E-1 & 1.3731846E-2 \\ & 5.9155685E-2 & -1.4715111E-3 \\ & & 3.7317764E-5 \end{bmatrix}$$

x_i = latitud, en grados, en donde se desea interpolar.

NOTA: En la matriz $(X^T X)^{-1}$, como en las siguientes que aparecen en la sección 5.1, se ha omitido algunos coeficientes para subrayar su condición de matriz simétrica.

5.1.2.2 Análisis de Regresión de la Hora del Tsunami de 1868

Tabla 5.1.2 a) Resultados del modelo ajustado para la Hora del Tsunami de 1868

Variable Independiente	Coefficiente	Error Est.	Valor t	Nivel Sig.
CONSTANTE	62.876281	4.697821	13.3841	0.0000
HORA_TSUNAMI	-6.77166	0.74306	-9.1132	0.0001
HORA_TSUNAMI ²	0.321909	0.037567	8.5690	0.0001
HORA_TSUNAMI ³	-0.004823	0.000608	-7.9378	0.0002

10 observaciones ajustadas

Tabla 5.1.2 b) Análisis de varianza para la regresión completa

Fuente	Suma de Cuadrados	GL	Cuadrados Medios	Razón F	Valor p
Modelo	11.7529	3	3.91764	65.8190	0.0001
Error	0.357128	6	0.0595214		
Total	12.1100	9			

$$R^2 = 0.97051$$

$$R^2 \text{ (aju. para g.l.)} = 0.955765$$

$$\text{Error estándar de la est. } (S_t) = 0.24397$$

$$\text{Estadístico de Durbin-Watson} = 2.31951$$

Ecuación de regresión:

$$\hat{H}_t(x_t) = 62.876281 - 6.77166x_t + 0.321909x_t^2 - 0.004823x_t^3$$

Banda de confianza:

$$\hat{H}_t(x_t) \pm \left[4 \times F(0.75; 4, 10-4) S_t^2 X_t^T (X^T X)^{-1} X_t \right]^{1/2}$$

$$\text{donde: } F(0.75; 4, 10-4) = 1.78717$$

$$X_t^T = [1, x_t, x_t^2, x_t^3]$$

$$(X^T X)^{-1} = \begin{bmatrix} 3.7078305E02 & -5.8368409E01 & 2.9166712E00 & -4.6464260E-2 \\ & 9.2763068E00 & -4.6727790E-1 & 7.4922725E-3 \\ & & 2.3709994E-2 & -3.8247774E-4 \\ & & & 6.2022828E-6 \end{bmatrix}$$

x_t = latitud, en grados, en donde se desea interpolar.

RESULTADOS

Tabla 5.1.3 Horas del sismo y de llegada del tsunami (ajustadas, mínimas y máximas) y tiempos de viaje del tsunami (ajustados, mínimos y máximos) para localidades (latitudes) seleccionadas, en el evento del 13 de agosto de 1868.

LOCALIDAD	LATITUD [°]	HSISMO	HSmin	HSmax	HTSUNAMI	HTmin	HTmax	ΔT [min]	ΔT_{min} [min]	ΔT_{max} [min]
CALETA AZUA	•>14.5217	17.2263	17.1642	17.2884	17.6547	17.2906	18.0189	25.7	0.1	51.3
CABO NAZCA	•>14.9500	17.2122	17.1541	17.2704	17.4720	17.1072	17.8369	15.6	-9.8	41.0
CHALA	•>15.8333	17.1856	17.1316	17.2396	17.2151	16.8477	17.5824	1.8	-23.5	27.0
CTA. LA CHIRA	•>16.5084	17.1674	17.1136	17.2212	17.1174	16.7530	17.4818	-3.0	-28.1	-22.1
PTA. ISLAY	• 17.0000	17.1554	17.1007	17.2101	17.0944	16.7356	17.4531	-3.7	-28.5	21.1
ILO	• 17.6333	17.1414	17.0847	17.1981	17.1183	16.7700	17.4667	-1.4	-25.7	22.9
PTA. ITE	• 17.9250	17.1355	17.0778	17.1933	17.1478	16.8049	17.4907	0.7	-23.3	24.8
ARICA	•>18.4833	17.1252	17.0654	17.1850	17.2334	16.9005	17.5662	6.5	-17.1	30.0
PISAGUA	•>19.5833	17.1088	17.0454	17.1722	17.4965	17.1742	17.8189	23.3	0.1	46.4
IQUIQUE	<•>20.2000	17.1018	17.0367	17.1668	17.6874	17.3613	18.0134	35.1	11.7	58.6
PAB. PICA	< 20.9000	17.0957	17.0291	17.1624	17.9309	17.5910	18.2708	50.1	25.7	74.5

Los símbolos "<", "*" y ">" indican que, para las localidades indicadas se construyó diagramas de refracción inversa con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado (ajustado) y/o máximo, respectivamente.

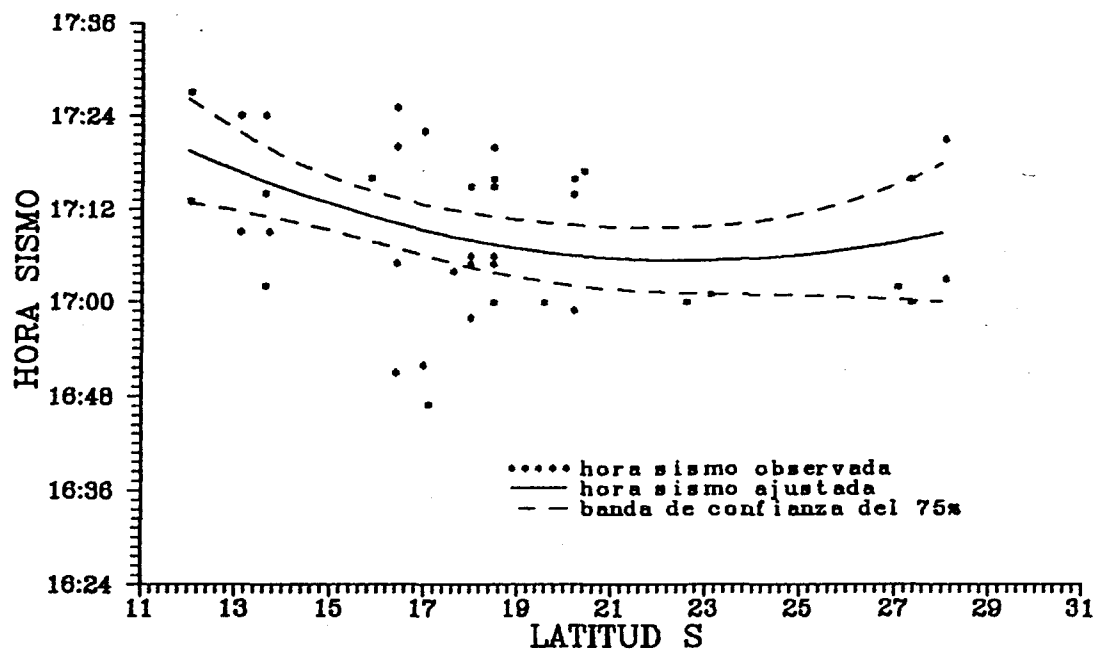


Fig. 5.1.1 Hora del sismo del 13 de agosto de 1868 reducida al meridiano de Arica.

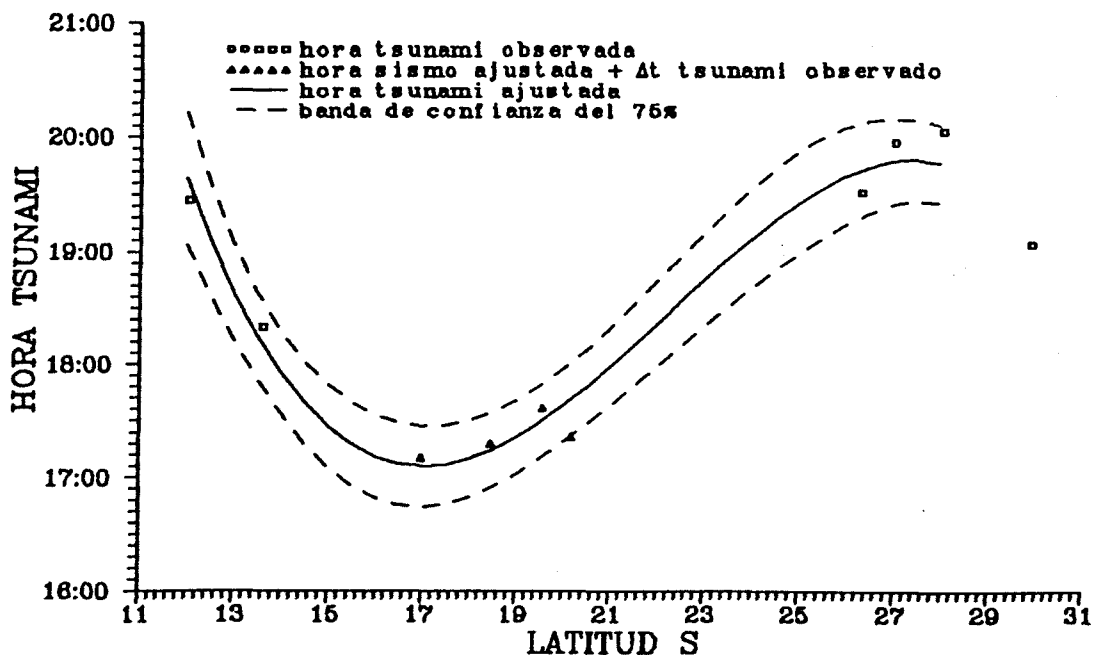
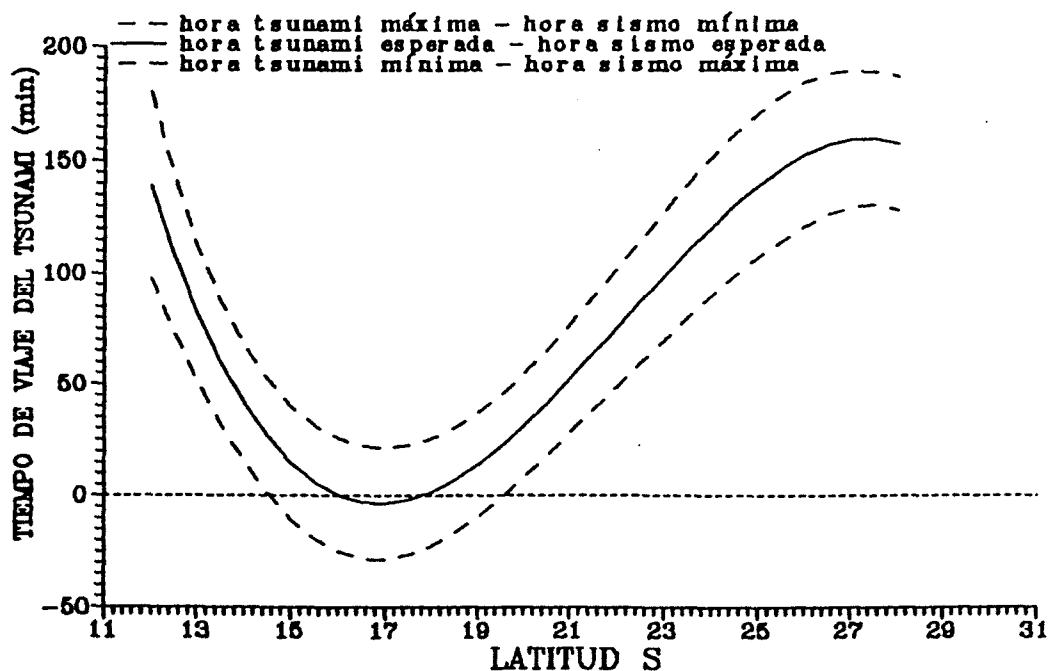
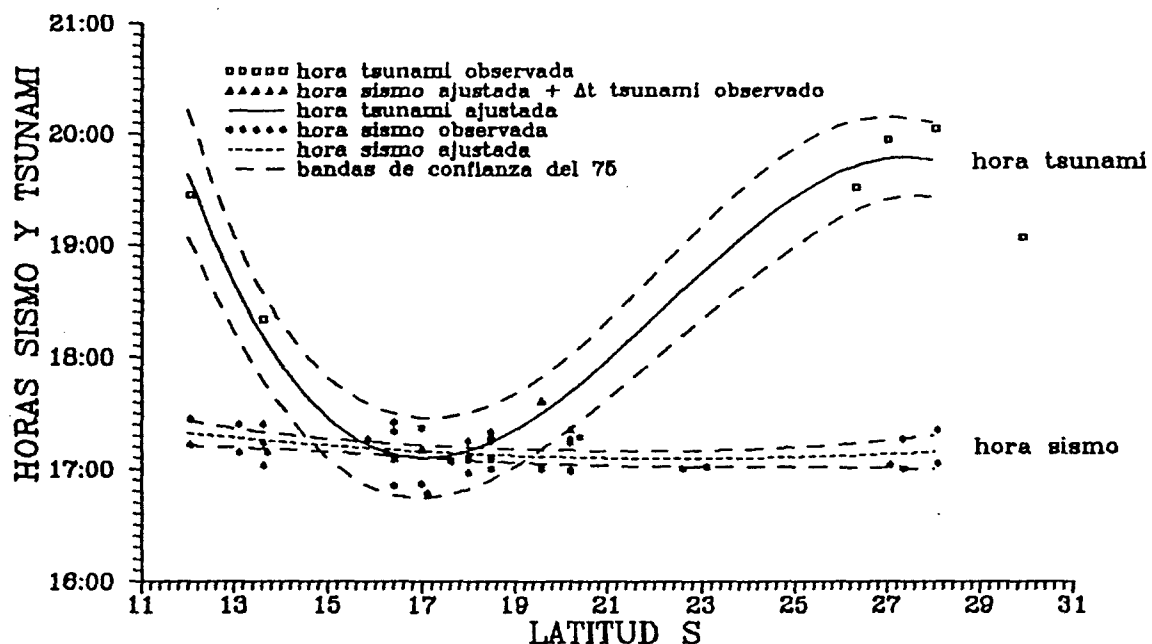


Fig. 5.1.2 Hora del tsunami del 13 de agosto de 1868 reducida al meridiano de Arica.



5.1.3 Evento del 9 de Mayo de 1877

5.1.3.1 Análisis de Regresión de la Hora del Sismo 1877

Tabla 5.1.4 a) Resultados del modelo ajustado para la Hora del Sismo de 1877

Variable Independiente	Coefficiente	Error Est.	Valor t	Nivel Sig.
CONSTANTE	20.732307	0.533795	38.8394	0.0000
HORA_SISMO	-0.031709	0.046632	-0.6800	0.4990
HORA_SISMO ²	0.000759	0.000999	0.7602	0.4500

65 observaciones ajustadas

Tabla 5.1.4 b) Análisis de varianza para la regresión completa

Fuente	Suma de Cuadrados	GL	Cuadrados Medios	Razón F	Valor p
Modelo	0.0179292	2	0.00896461	0.777744	0.4639
Error	0.714638	62	0.0115264		
Total	0.732568	64			

$$R^2 = 0.0244745$$

$$R^2 \text{ (aju. para g.l.)} = 0$$

$$\text{Error estándar de la est. } (S_S) = 0.107361$$

$$\text{Estadístico de Durbin-Watson} = 1.88088$$

Ecuación de regresión:

$$\hat{H}_S(x_i) = 20.732307 - 0.031709x_i + 0.000759x_i^2$$

Banda de confianza:

$$\hat{H}_S(x_i) \pm \left[3 \times F(0.75; 3, 65-3) S_S^2 X_i^T (X^T X)^{-1} X_i \right]^{1/2}$$

donde: $F(0.75; 3, 65-3) = 1.40434$

$$X_i^T = [1, x_i, x_i^2]$$

$$(X^T X)^{-1} = \begin{bmatrix} 2.4720376E01 & -2.1525485E00 & 4.5679944E-2 \\ & 1.8865498E-1 & -4.0279135E-3 \\ & & 8.6535405E-5 \end{bmatrix}$$

x_i = latitud, en grados, en donde se desea interpolar.

5.1.3.2 Análisis de Regresión de la Hora del Tsunami de 1877

Tabla 5.1.5 a) Resultados del modelo ajustado para la Hora del Tsunami de 1877

Variable Independiente	Coficiente	Error Est.	Valor t	Nivel Sig.
CONSTANTE	22.404142	19.074707	1.1745	0.2612
HORA_TSUNAMI	-0.261977	2.488995	0.1053	0.9178
HORA_TSUNAMI ²	-0.035841	0.107026	-0.3349	0.7431
HORA_TSUNAMI ³	0.000914	0.001515	0.6035	0.5566

17 observaciones ajustadas

Tabla 5.1.5 b) Análisis de varianza para la regresión completa

Fuente	Suma de Cuadrados	GL	Cuadrados Medios	Razón F	Valor p
Modelo	5.19279	3	1.73093	26.3466	0.0000
Error	0.854079	13	0.0656984		
Total	6.04687	16			

$$R^2 = 0.858757$$

$$R^2 \text{ (aju. para g.l.)} = 0.826162$$

$$\text{Error estándar de la est. } (S_t) = 0.256317$$

$$\text{Estadístico de Durbin-Watson} = 1.99648$$

Ecuación de regresión:

$$\hat{H}_t(x_t) = 22.404142 + 0.261977 x_t - 0.035841 x_t^2 + 0.000914 x_t^3$$

Banda de confianza:

$$\hat{H}_t(x_t) \pm \left[4 \times F(0.75; 4, 17-4) S_t^2 X_t^T (X^T X)^{-1} X_t \right]^{1/2}$$

donde: $F(0.75; 4, 17-4) = 1.53358$

$$X_t^T = [1, x_t, x_t^2, x_t^3]$$

$$(X^T X)^{-1} = \begin{bmatrix} 5.5381055E03 & -7.2155475E02 & 3.0895548E01 & -4.3452864E-1 \\ & 9.4296063E01 & -4.0491364E00 & 5.7099355E-2 \\ & & 1.7434952E-1 & -2.4649171E-3 \\ & & & 3.4933470E-5 \end{bmatrix}$$

x_t = latitud, en grados, en donde se desea interpolar.

RESULTADOS

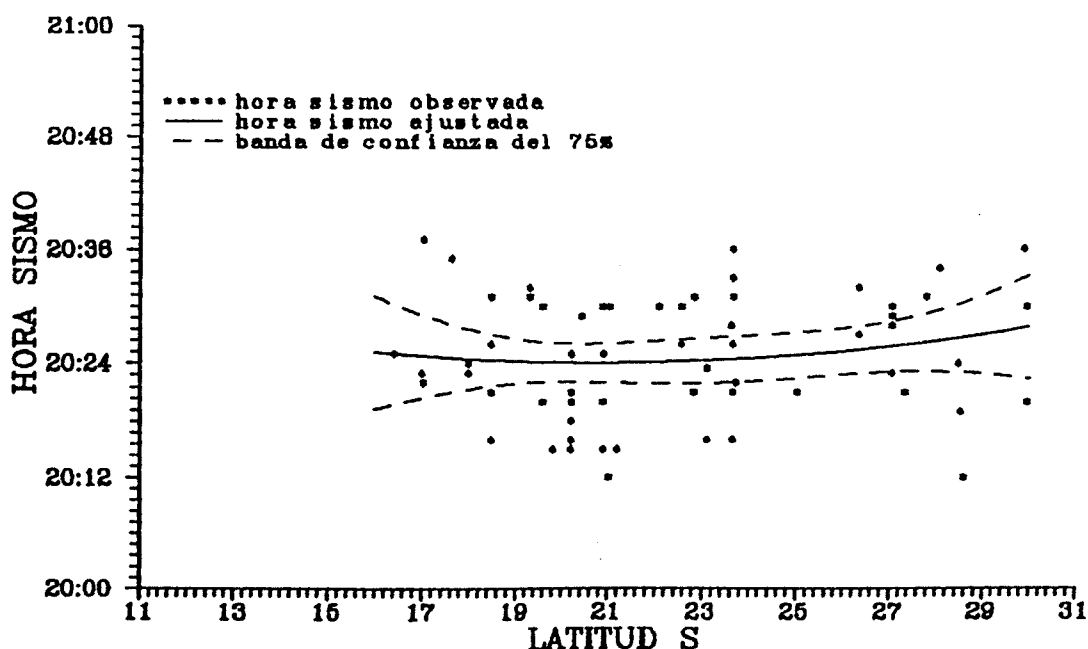
Tabla 5.1.6 Horas del sismo y de llegada del tsunami (ajustadas, mínimas y máximas) y tiempos de viaje del tsunami (ajustados, mínimos y máximos) para localidades (latitudes) seleccionadas, en el evento del 9 de mayo de 1877.

LOCALIDAD	LATITUD [°]	HSISMO	HSmin	HSmax	HTSUNAM	HTmin	HTmax	ΔT [min]	ΔT_{min} [min]	ΔT_{max} [min]
ILO	• 17.6333	20.4092	20.3504	20.4679	20.8908	20.3705	21.4110	28.9	-5.8	63.6
PTA. ITE	•>17.9250	20.4078	20.3544	20.4612	20.8483	20.4040	21.2925	26.4	-3.4	56.3
ARICA	•>18.4833	20.4055	20.3607	20.4504	20.7733	20.4385	21.1082	22.1	-0.7	44.9
PISAGUA	• 19.5834	20.4024	20.3674	20.4374	20.6537	20.4167	20.8917	15.1	-1.3	31.5
IQUIQUE	• 20.2000	20.4015	20.3680	20.4350	20.6051	20.3812	20.8289	12.2	-3.2	27.7
PAB. PICA	• 20.9000	20.4011	20.3669	20.4353	20.5680	20.3517	20.7842	10.0	-5.0	25.0
TOCOPILLA	• 22.1833	20.4024	20.3648	20.4400	20.5559	20.3482	20.7636	9.2	-5.5	23.9
COBUIA	•>22.5667	20.4033	20.3647	20.4418	20.5678	20.3577	20.7778	9.9	-5.0	24.8
MEJILLONES	•>23.0833	20.4048	20.3653	20.4443	20.5959	20.3759	20.8158	11.5	-4.1	27.0
ANTOFAGASTA	•>23.6500	20.4069	20.3669	20.4470	20.6436	20.4040	20.8831	14.2	-2.6	31.0
PTA. PLATA	< 24.7167	20.4122	20.3722	20.4523	20.7848	20.4943	21.0752	22.4	2.5	42.2
————	• 24.7333	20.4123	20.3723	20.4524	20.7875	20.4962	21.0788	22.5	2.6	42.4
TALTAL	< 25.4100	20.4166	20.3768	20.4565	20.9151	20.5936	21.2366	29.9	8.2	51.6

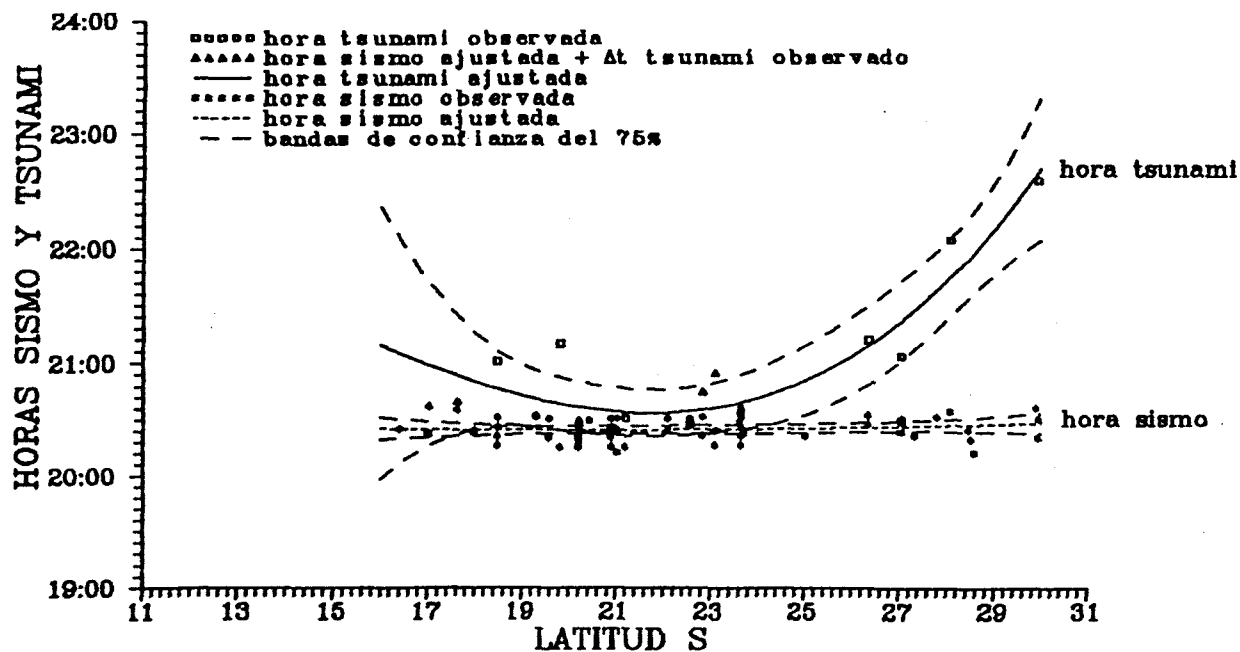
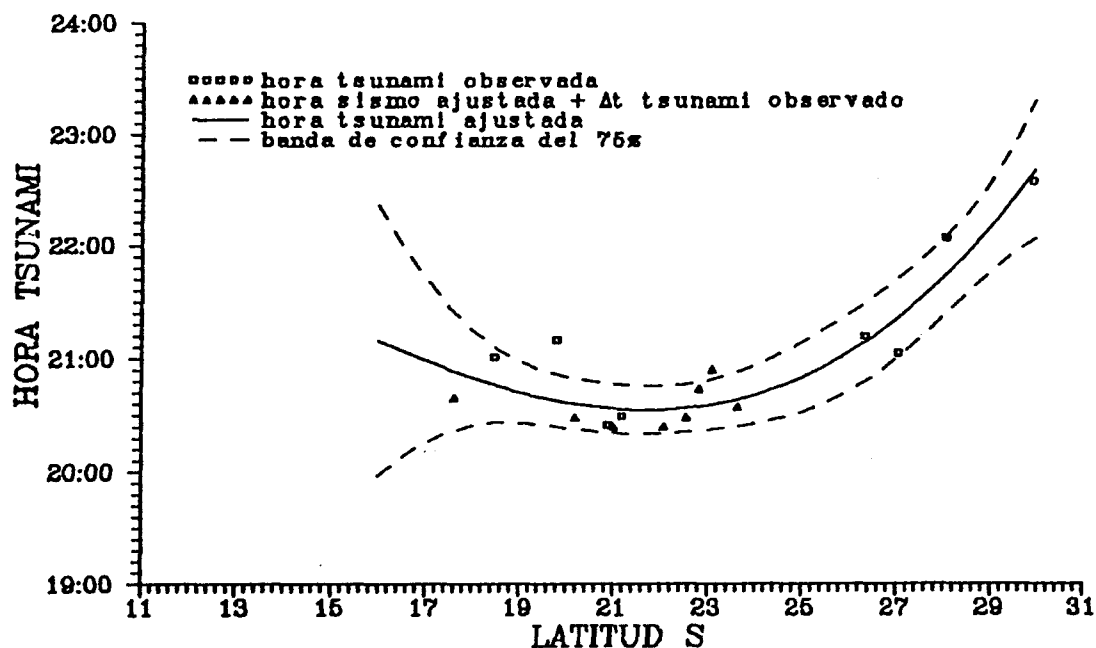
Los símbolos “<”, “*” y “>” indican que, para las localidades, indicadas se construyó diagramas de refracción inversa con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado (ajustado) y/o máximo, respectivamente.

Por otra parte, el estadístico de Durbin-Watson, que aparece en las tablas de resultados de los análisis de regresión, es una medida de cuan correlacionadas están las desviaciones e_i entre sí, si es que lo están ($e_i = y_i - \hat{y}_i$, donde: y_i = valor observado, \hat{y}_i = valor ajustado por la regresión). Recuérdese que uno de los supuestos en el análisis de regresión es la independencia de los errores e_i . Existe un test que, en el fondo, establece que si el estadístico de Durbin-Watson es aproximadamente igual a 2, los errores no estarían correlacionados entre sí. Como se puede apreciar, esto es efectivo en todos los casos. Se verificó que tales estadísticos eran significativos al 99% para las regresiones de la hora del sismo de 1868 y para las regresiones del sismo de 1868 y del tsunami de 1877. No se pudo hacer lo mismo con la hora del tsunami de 1868, pues la tabla del test no entrega

valores para un tamaño de muestra menor que 15. En todo caso, al extrapolar se caería en una región donde el test aún no es definitivo. Esto es, la significancia podría existir o no existir. Los detalles de este procedimiento pueden verse en Neter y Wasserman (1974, pp. 358-361 y 816-817).



**Fig. 5.1.5 Hora del sismo del 9 de mayo de 1877
reducida al meridiano de Pabellón de Pica.**



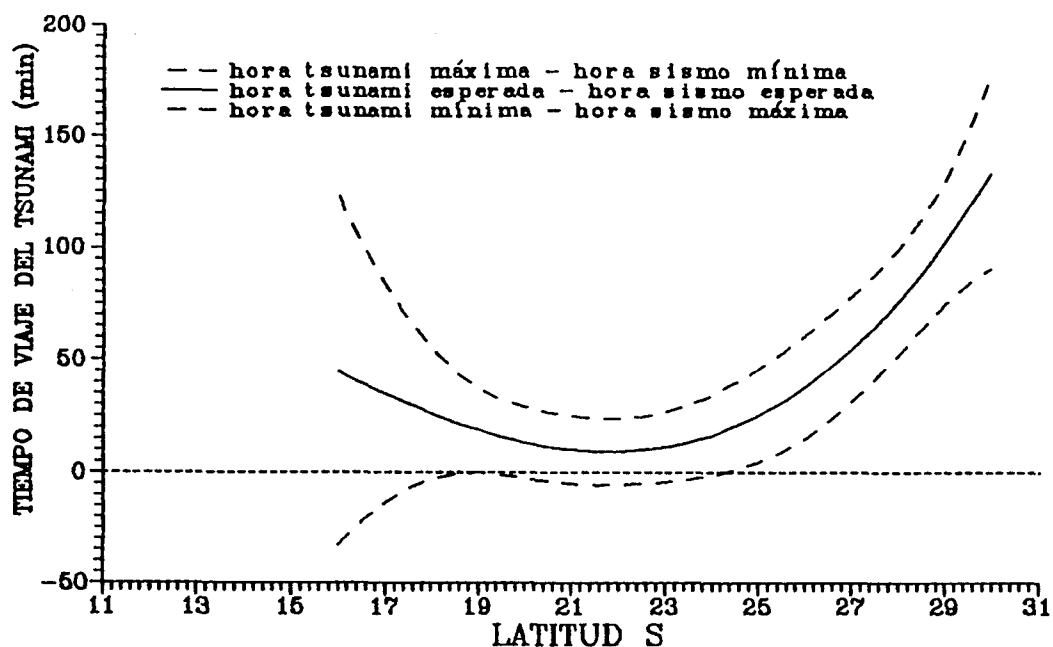


Fig. 5.1.8 Tiempo de viaje del tsunami del 9 de mayo de 1877.

5.2 DIAGRAMAS DE REFRACCION INVERSA

5.2.1 Introducción

Las tablas 5.1.3 y 5.1.6 de las secciones anteriores muestran las localidades desde las cuales se trazó diagramas inversos, con sus respectivos tiempos de viaje. También se indica para qué tiempos de viaje (esperado, mínimo o máximo) se construyó los diagramas de refracción inversa. En las Figuras 5.2.1 y 5.2.3 se puede apreciar los diagramas de refracción inversa para los tsunamis de 1868 y 1877, respectivamente. Las transparencias permiten apreciar la relación entre los diagramas computados con tiempo esperado, mínimo o máximo. Las Figuras 5.2.2 y 5.2.4 muestran la interpretación de los gráficos anteriores, en términos de la ubicación de los extremos (en la dirección del eje de la fosa), de las zonas de generación de los tsunamis. Por último, la Figura 5.2.5 muestra en forma conjunta las fuentes de los tsunamis de 1868 y 1877.

5.2.2 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1868

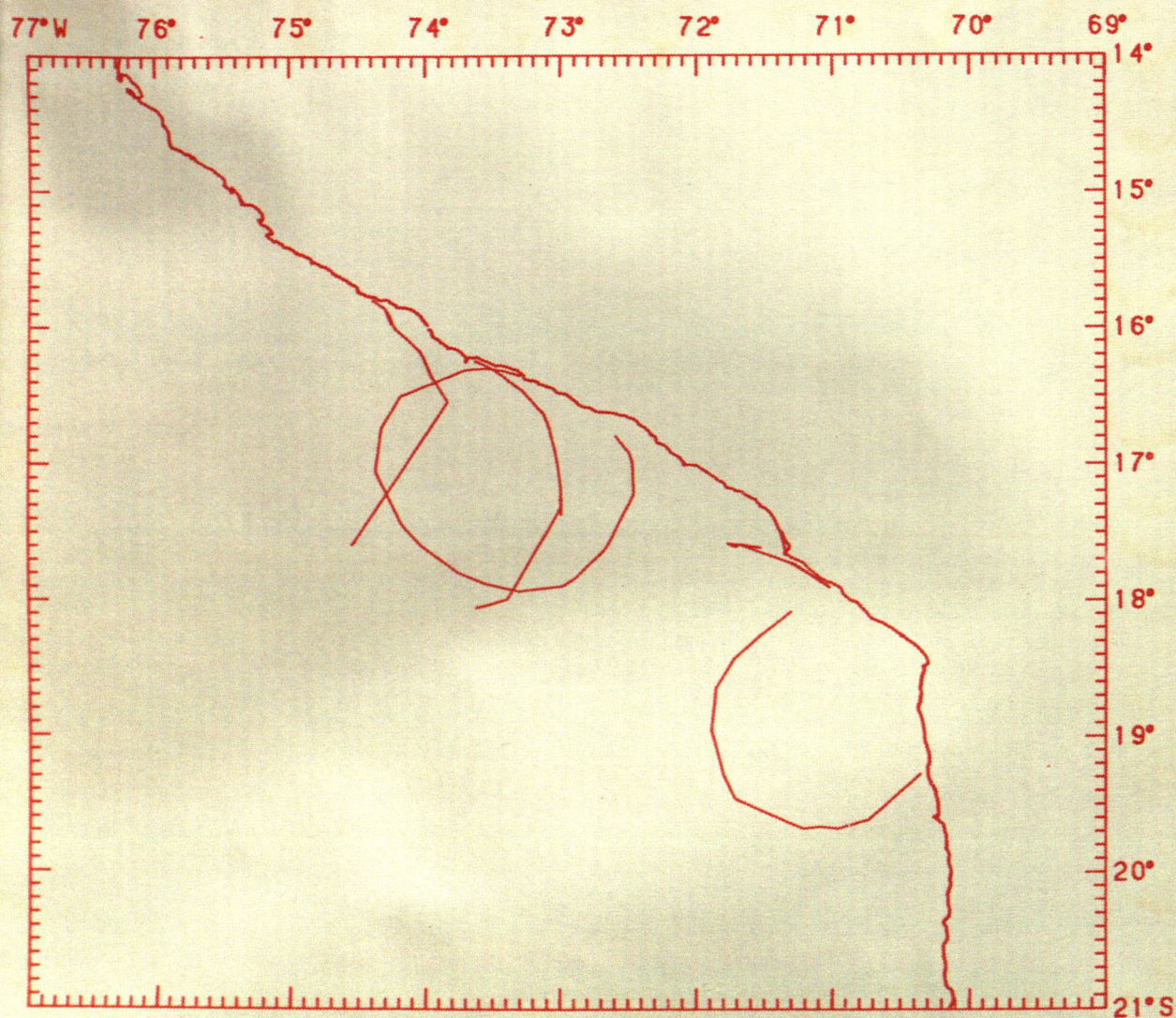


Fig. 5.2.1 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 13 de agosto de 1868. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

5.2.2 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1868

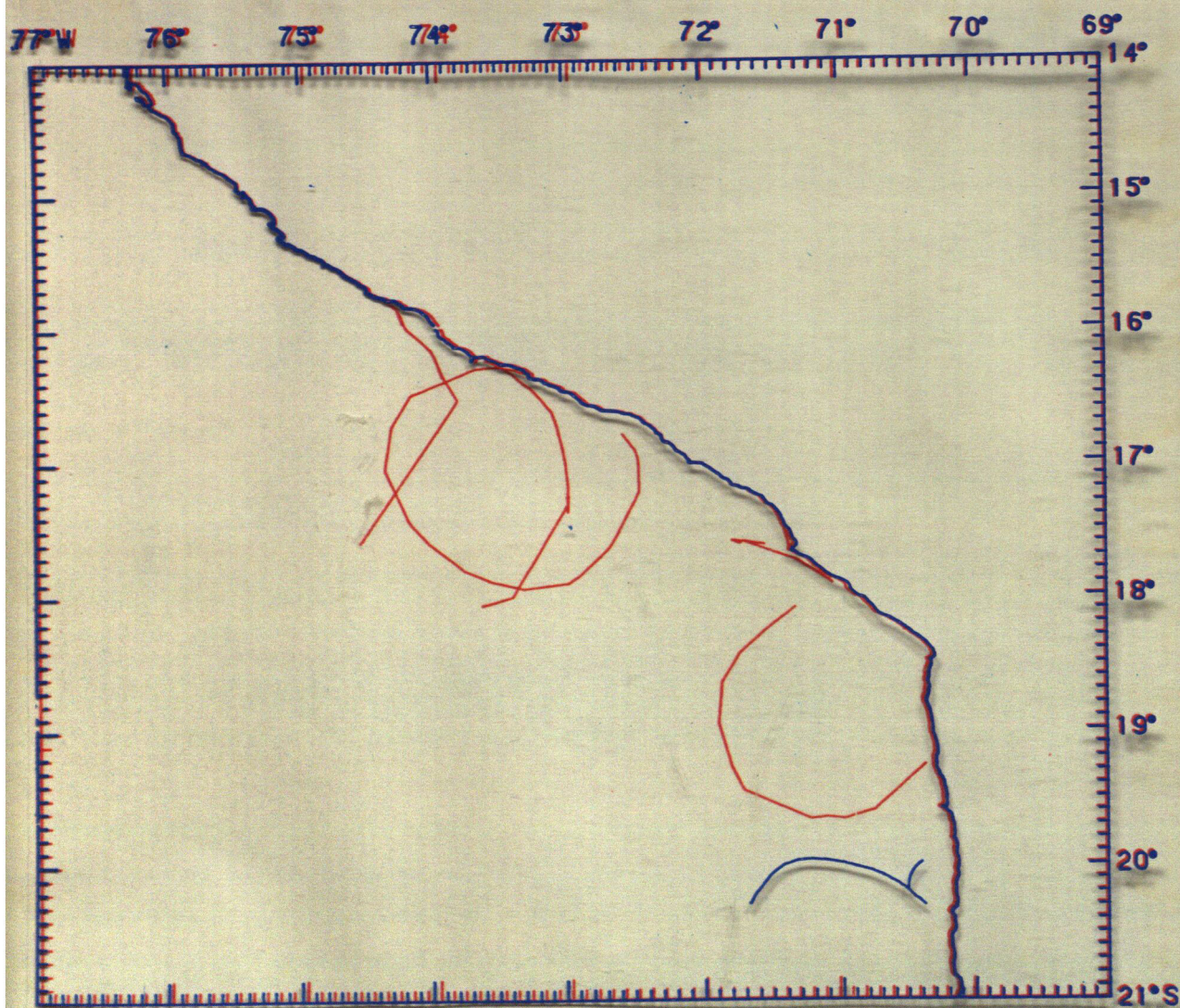


Fig. 5.2.1 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 13 de agosto de 1868. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

5.2.2 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1868

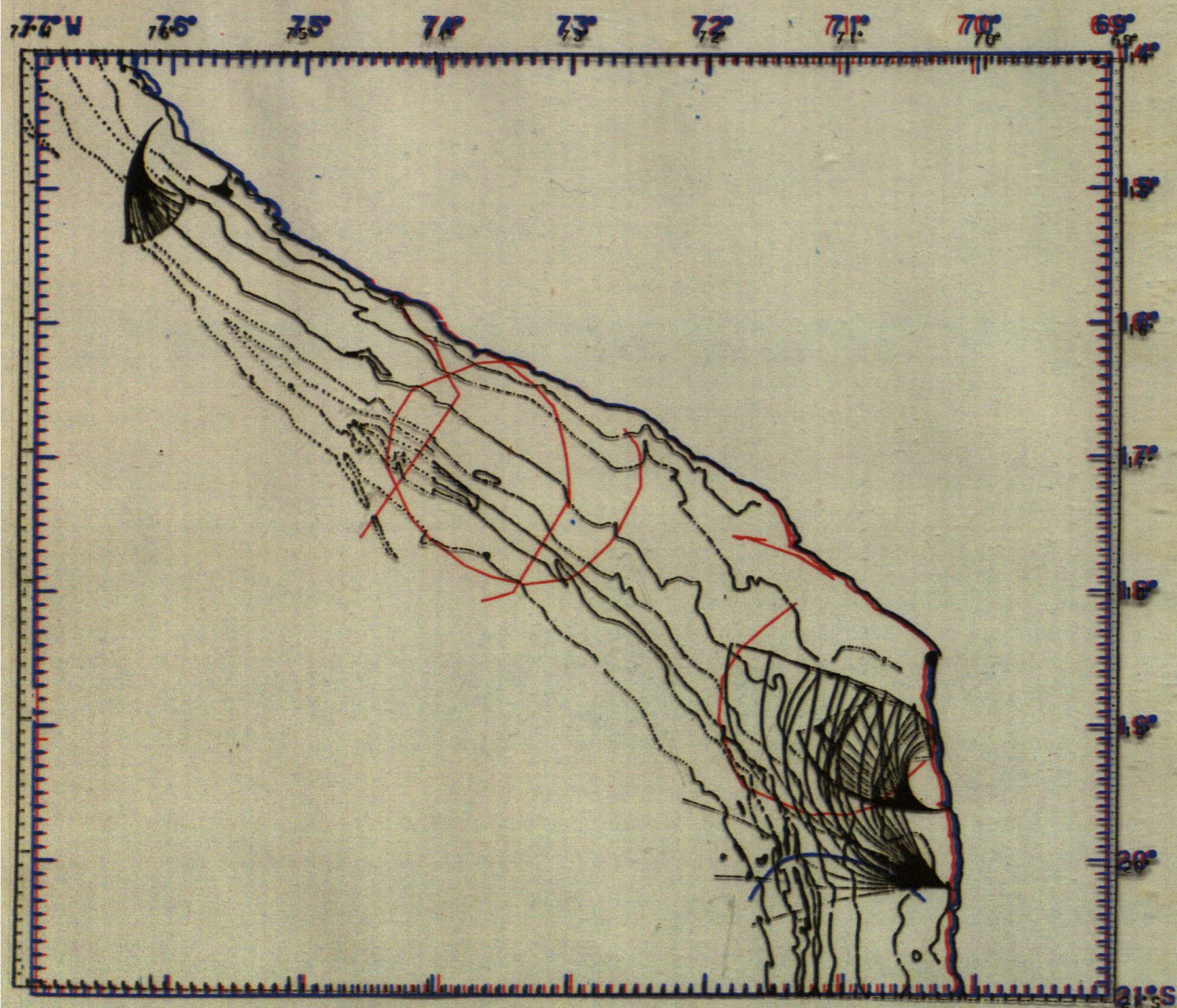


Fig. 5.2.1 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 13 de agosto de 1868. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

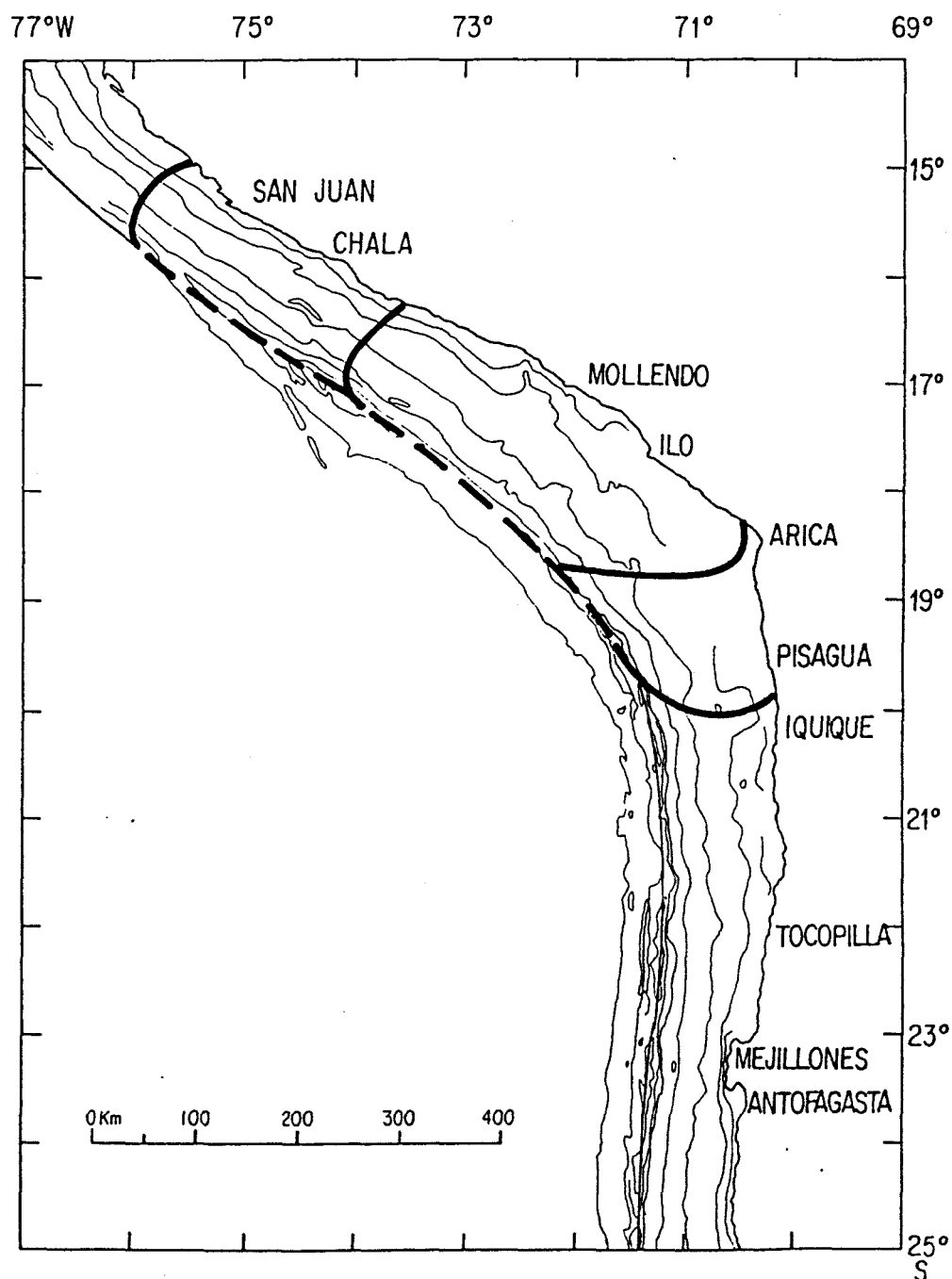


Fig. 5.2.2 Interpretación de la Figura 5.2.1. Se muestran las ubicaciones de los extremos de las zonas de generación del tsunami de 13 de agosto de 1868 estimados con los tiempos esperados, mínimo y/o máximo.

5.2.3 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1877

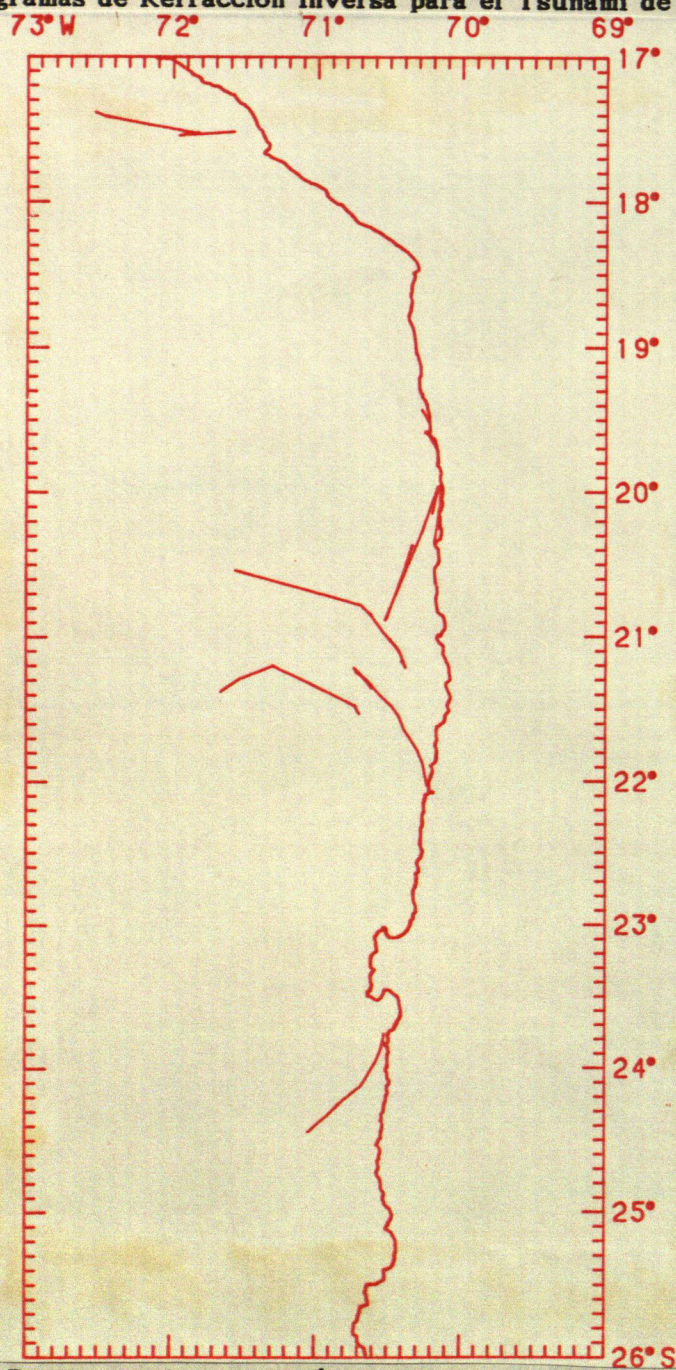


Fig. 5.2.3 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 9 de mayo de 1877. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

5.2.3 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1877

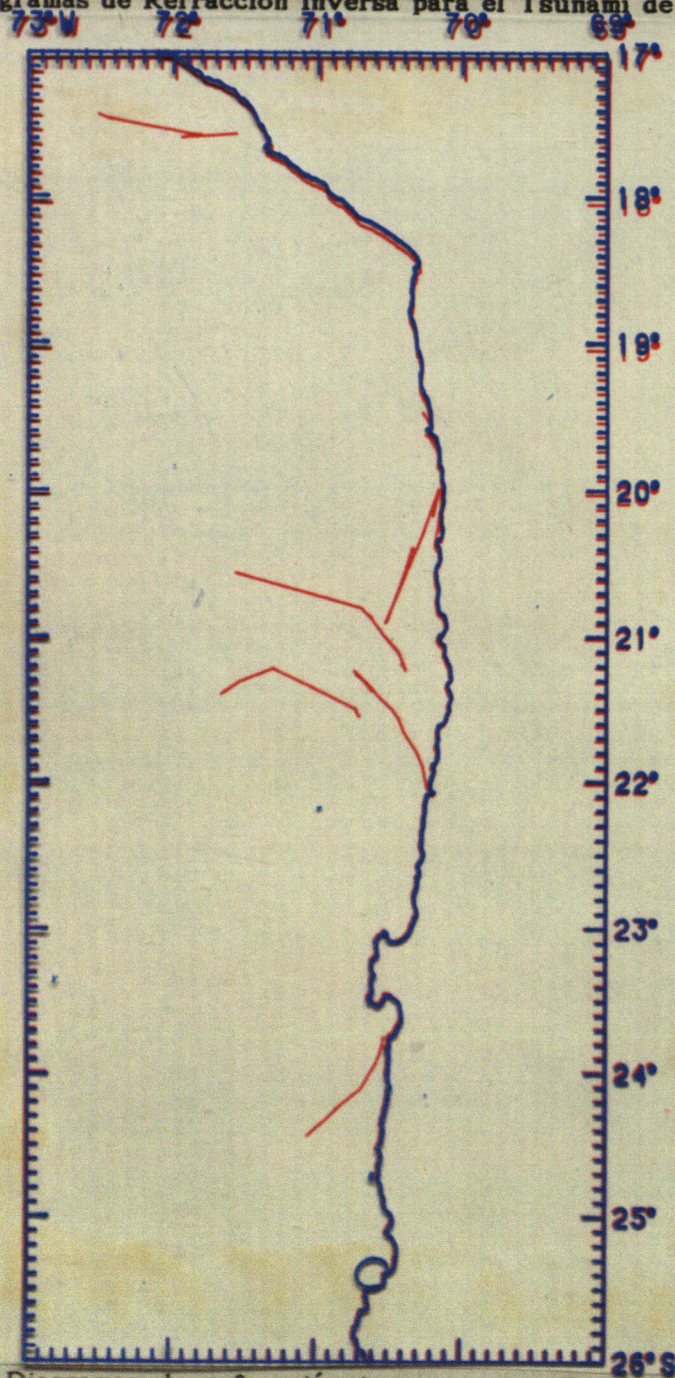


Fig. 5.2.3 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 9 de mayo de 1877. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

5.2.3 Diagramas de Refracción Inversa para el Tsunami de 1877

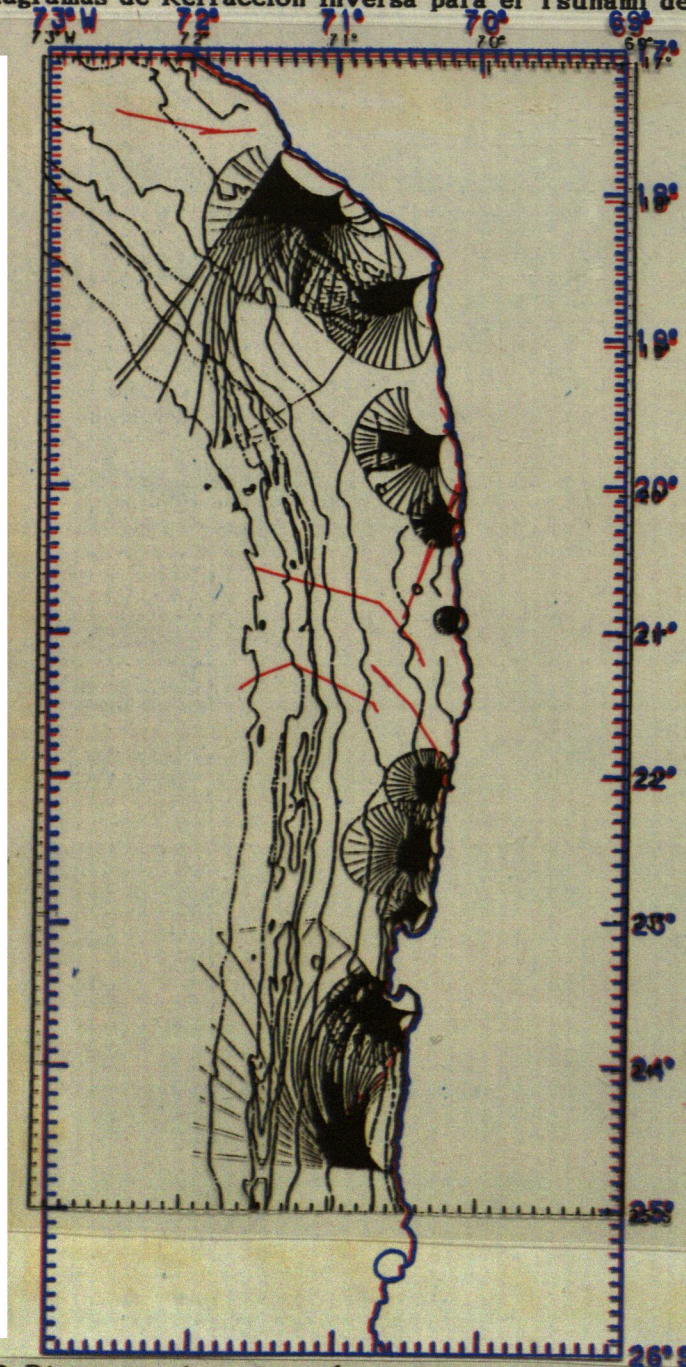


Fig. 5.2.3 Diagramas de refracción inversa para el tsunami del 9 de mayo de 1877. Los diagramas en celeste, negro y rojo corresponden a aquéllos construidos con los tiempos de viaje del tsunami mínimo, esperado y máximo, respectivamente.

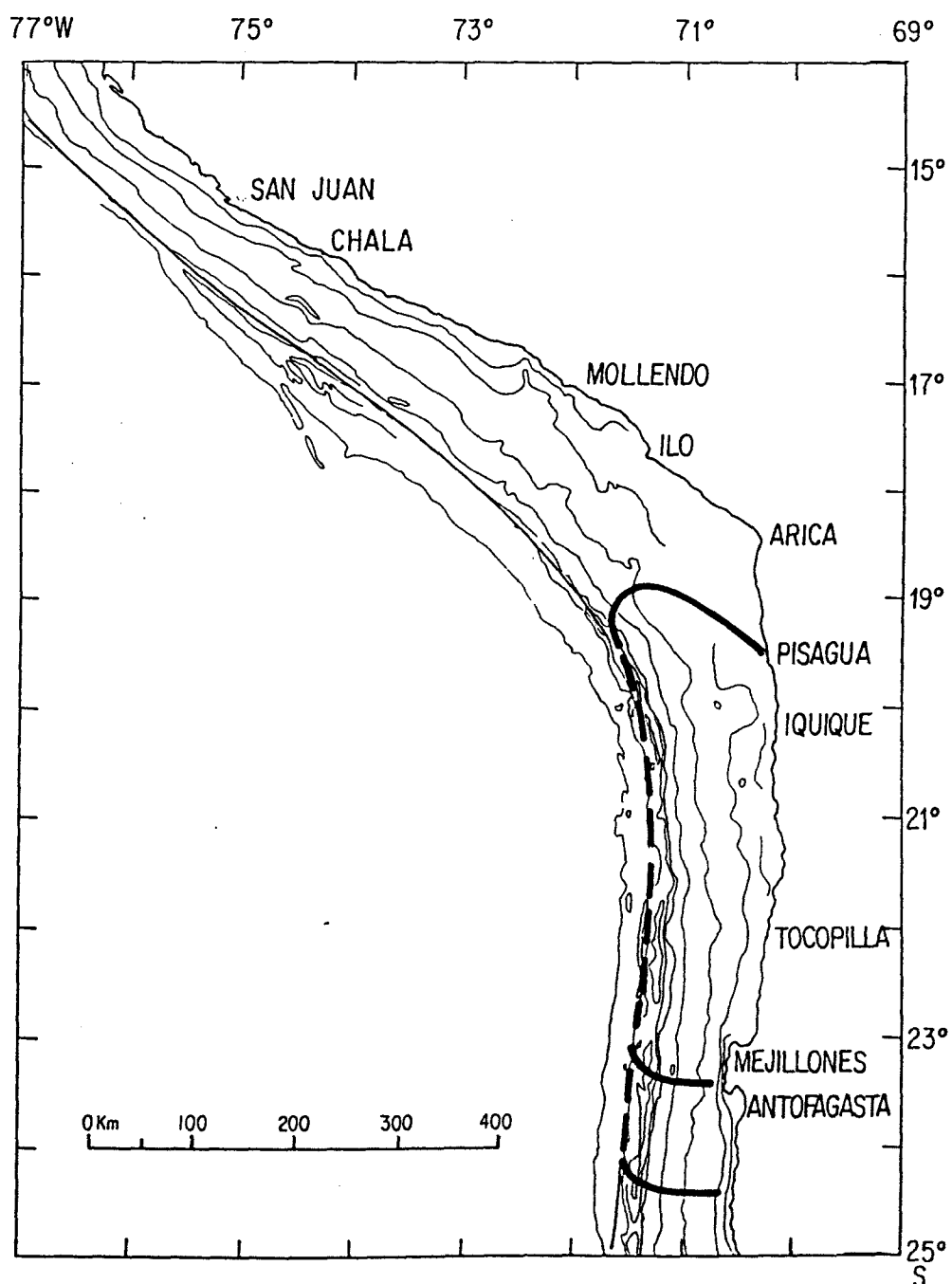


Fig. 5.2.4 Interpretación de la Figura 5.2.3. Se muestran las ubicaciones de los extremos de las zonas de generación del tsunami de 9 de mayo de 1877 estimados con los tiempos esperados, mínimo y/o máximo.

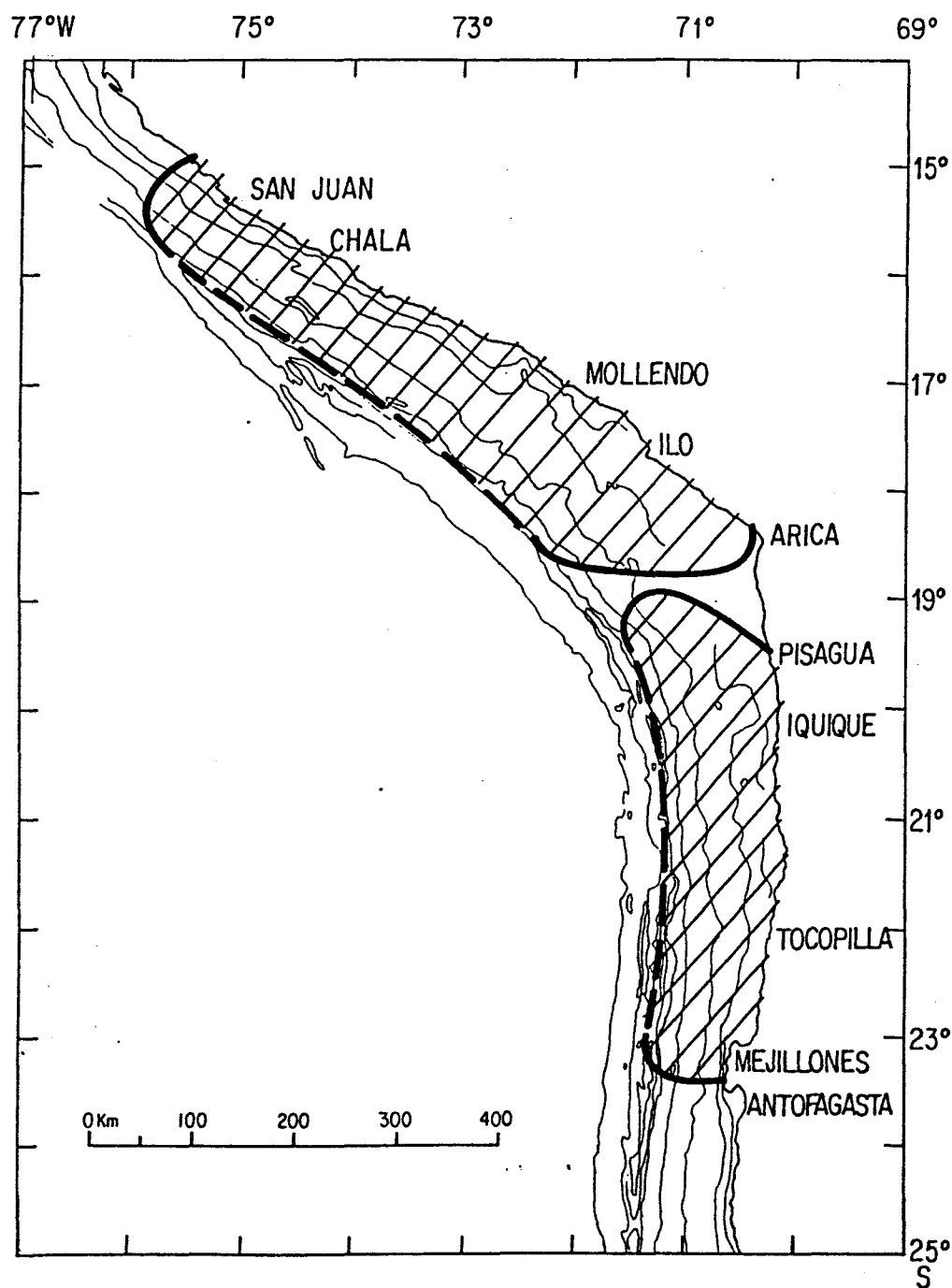


Fig. 5.2.5 Zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877.

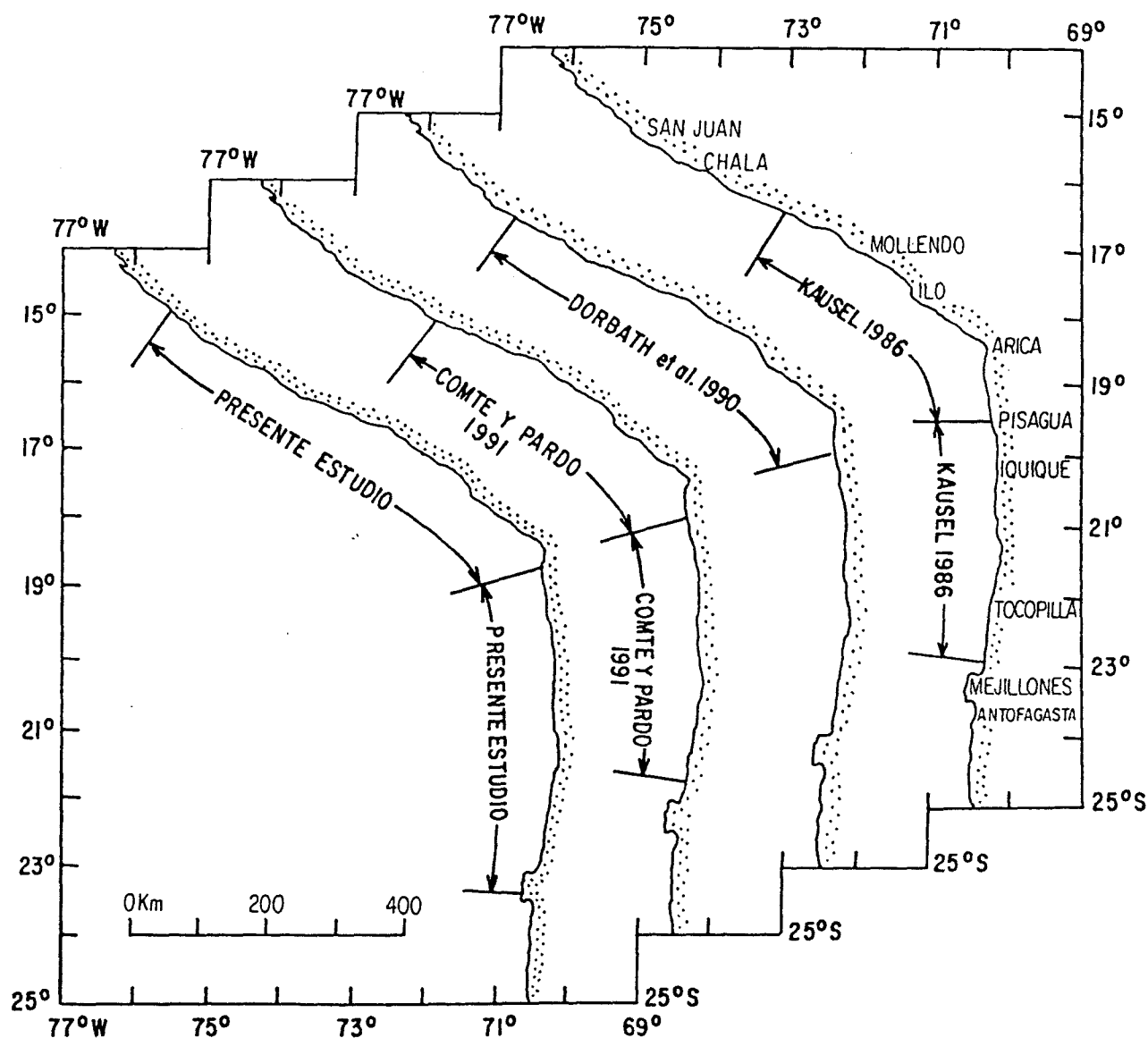


Fig. 5.2.6 Estimaciones de las ubicaciones y longitudes de las zonas de ruptura de los sismos de 1868 y 1877 según diversos autores. A diferencia de los otros trabajos, en que se usó mapas de isosistas para dichas estimaciones, el presente estudio utilizó diagramas de refracción inversa de los tsunamis asociados.

**5.3 ESTIMACIONES DE PARAMETROS DE LAS FUENTES
DE LOS TERREMOTOS Y TSUNAMIS DE 1868 Y 1877
MEDIANTE LEYES DE ESCALAMIENTO**

**5.3.1 Estimaciones de las Longitudes de la Zonas de Ruptura
y de las Dislocaciones Medias Cosísmicas**

A partir de las ubicaciones de los extremos de las zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877, en la dirección del rumbo de la fosa, se estimó las longitudes de las mismas. La Tabla 5.3.1 resume los valores estimados y con qué información fueron obtenidos. Las expresiones “esperado”, “mínimo” y/o “máximo” significan que los diagramas de refracción inversa, con los cuales se definió cada uno de los extremos, fueron construidos con los tiempos de viaje del tsunami esperado (o ajustado por la regresión), mínimo y/o máximo (estos últimos dos dados por la banda de confianza de la regresión). Cada extremo de las zonas de generación de los tsunamis o de ruptura de los terremotos (NW y SE en la de 1868, y N y S en la de 1877) fue localizado con los frentes finales de los diagramas de refracción inversa. Por razones que se explicará en las discusiones, algunos extremos fueron definidos, simultáneamente, con los frentes finales de diagramas obtenidos tanto con tiempos de viaje del tsunami esperados, como mínimos y/o máximos.

Tabla 5.3.1 Estimaciones de las longitudes de las zonas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877 (L), en función del tipo de tiempo de viaje de tsunami (ΔT_{vt}) utilizado para localizar sus extremos.

Evento de 1868			Evento de 1877		
tipo de ΔT utilizado en el:		L	tipo de ΔT utilizado en el:		L
extremo NW	extremo SE	[km]	extremo N	extremo S	[km]
esperado	esperado	680	esperado	esperado	510
esperado	máx. y mín.	790	esperado	esp. y máx.	630
máximo	esperado	410			
máximo	máx. y mín.	520			

Una vez conocidas las longitudes de las zonas de ruptura de los terremotos se

determinó las respectivas dislocaciones medias cosísmicas (\bar{U}) a partir de la relación de escala (4.6).

5.3.2 Estimaciones de los Anchos de las Zonas de Ruptura

Los anchos de la zona de ruptura de estos terremotos, como se explicará en el capítulo de Discusiones, fueron obtenidos a partir de la banda de desacople sísmico entre las placas de Nazca y de Sudamérica, obtenidas por Tichelaar y Ruff (1991). Las proyecciones sobre la superficie de los anchos de la zona de acoplamiento (W_0) tienen un promedio de 145km, considerando todo el norte de Chile. El trabajo de Tichelaar y Ruff (1991) no contempló el sur de Perú. Sin embargo, según Barazangi y Isacks (1976), el sur de Perú y norte de Chile tienen un comportamiento uniforme desde un punto de vista tectónico (no sólo desde uno sísmico). Si se aprecia la Figura 3.1.2 con detenimiento se observará que el contorno de los 100km de profundidad de la parte superior de la zona de Benioff se mantiene aproximadamente equidistante con el eje de la fosa en el sur de Perú y norte de Chile. Sobre la base de este criterio, se extrapoló el ancho de la zona de acoplamiento sísmico, proyectado sobre la superficie, es decir W_0 , del norte de Chile, al sur de Perú.

Por la misma razón, el buzamiento promedio ($\delta=18^\circ$) de la zona superficial de Benioff, del norte de Chile, también fue adoptado para el sur de Perú. En consecuencia, el ancho, W , de la zona de acoplamiento sísmico y, por ende, de las zonas de ruptura de los terremotos de 1868 y 1877 es igual $W_0/\cos\delta$.

5.3.3 Estimaciones de los Momentos Sísmicos y de las Magnitudes

Con los valores de L , W y \bar{U} se obtuvo los valores de M_0 y M_w de acuerdo con las expresiones 4.9 y 4.10. Para el cómputo de M_0 se adoptó un valor de $\mu=3.23\times 10^{10} \text{ [N/m}^2\text{]}$.

Finalmente, la Tabla 5.3.2 resume los resultados de las distintas estimaciones de L , W , \bar{U} , M_0 y M_w para cada uno de los eventos estudiados.

Tabla 5.3.2 Estimaciones de parámetros de las fuentes sísmicas de los terremotos del 13 de agosto de 1868 y del 9 de mayo de 1877.

Evento [año]	μ [10^{10} N/m^2]	δ [°]	h [km]	W_0 [km]	W [km]	L [km]	\bar{U} [m]	M_0 [10^{22} Nm]	M_w
1868	3.23	18	0.5	145	150	410	8.2	1.63	8.7
1868	3.23	18	0.5	145	150	520	10.4	2.62	8.9
1868	3.23	18	0.5	145	150	680	13.6	4.48	9.0
1868	3.23	18	0.5	145	150	790	15.8	6.05	9.1
1868	3.23	18	5.0	130	135	680	13.6	4.03	9.0
1877	3.23	18	0.1	145	150	510	10.2	2.52	8.9
1877	3.23	18	0.1	145	150	630	12.6	3.85	9.0
1877	3.23	18	5.0	130	135	510	10.2	2.27	8.8

5.4 CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES

Para el cómputo de los desplazamientos verticales superficiales sólo se utilizó los parámetros L y \bar{U} obtenidos a partir de los tiempos de viaje del tsunami esperados (o ajustados por la regresión). Los parámetros W y δ son los determinados por Tichelaar y Ruff (1991), listados en la Tabla 5.3.2. Se utilizó una profundidad del borde superior de la falla o profundidad de enterramiento de $h=0.5\text{ km}$ y $h=5.0\text{ km}$, para la falla activada por el terremoto de 1868; y una profundidad de $h=0.1\text{ km}$ y $h=5.0\text{ km}$, para aquella activada por el terremoto de 1877.

Las Figuras 5.4.1, 5.4.2 y 5.4.3 muestran el campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto de 1868; las dos primeras en perspectiva; y la tercera, como gráfico de contornos. La Figura 5.4.4 corresponde a un perfil de los desplazamientos, a lo largo de la línea que pasa por el medio de la falla, en la dirección perpendicular al rumbo. La Figura 5.4.5 es, esencialmente, igual a la 5.4.3, pero está georeferenciada. Las Figuras 5.4.6 a 5.4.10 son las equivalentes de las Figuras 5.4.1 a 5.4.5, pero para el terremoto de 1877. Todas estas figuras están divididas en dos: la lámina a) corresponde los desplazamientos obtenidos con una profundidad de enterramiento de la falla de $h=0.5\text{ km}$ para 1868 y de $h=0.1\text{ km}$ para 1877; y la b) a los desplazamientos obtenidos con $h=5.0$ para ambos eventos.

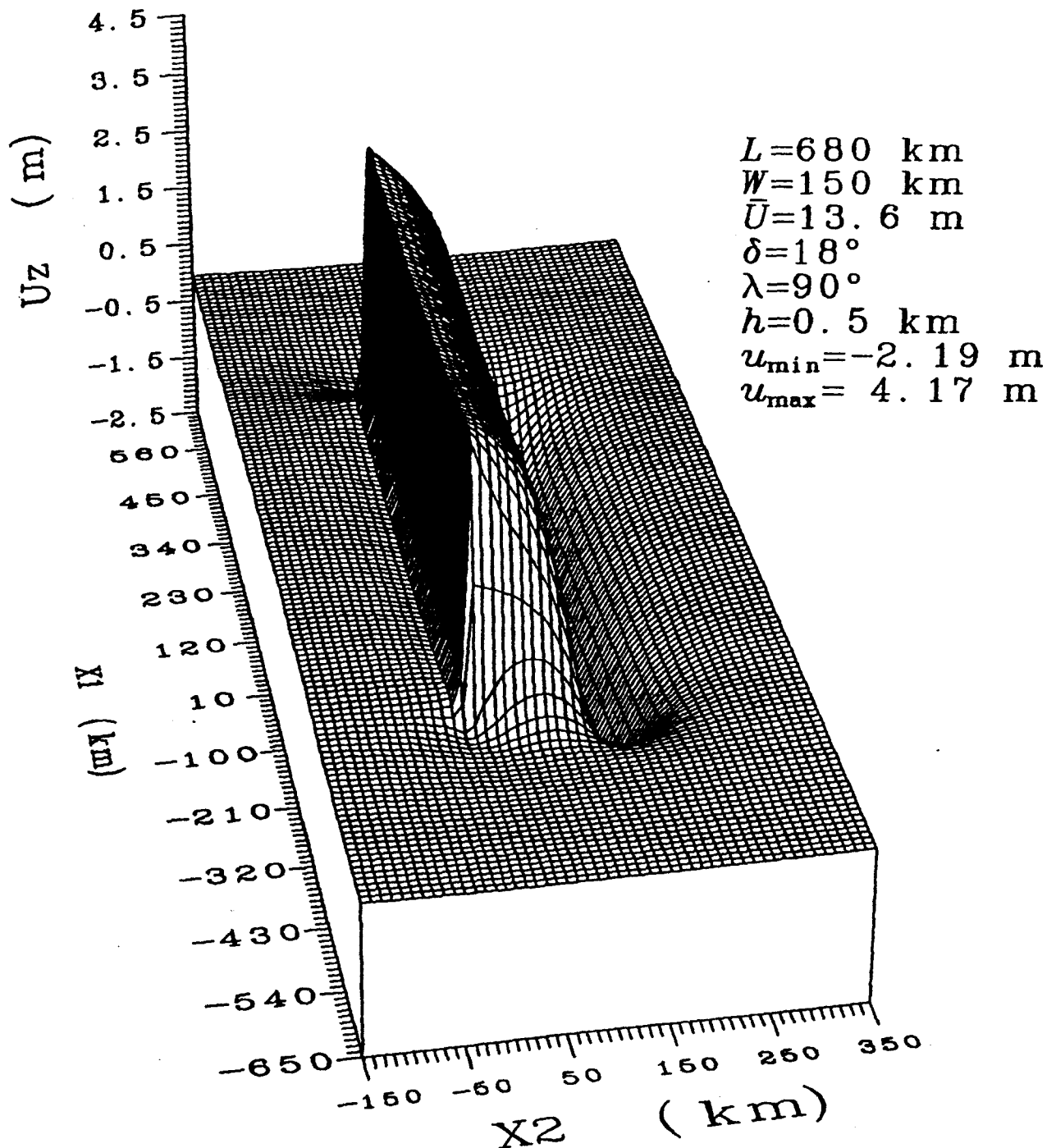


Fig. 5.4.1 a) Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$ km), asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0$ km; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=130$ km ($h=0.5$ km).

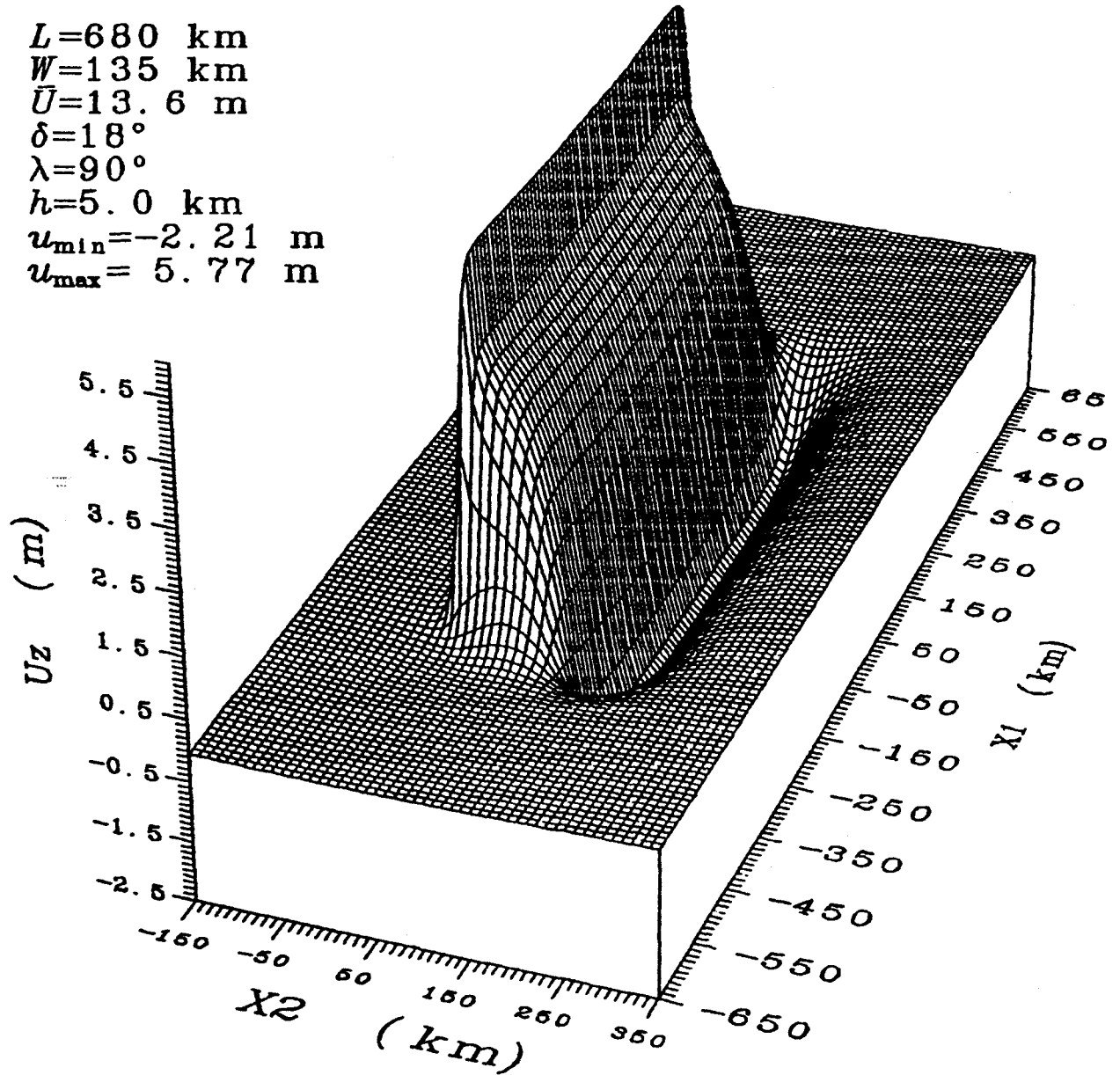


Fig. 5.4.1 b) Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$ km), asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0$ km; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=130$ km ($h=5.0$ km).

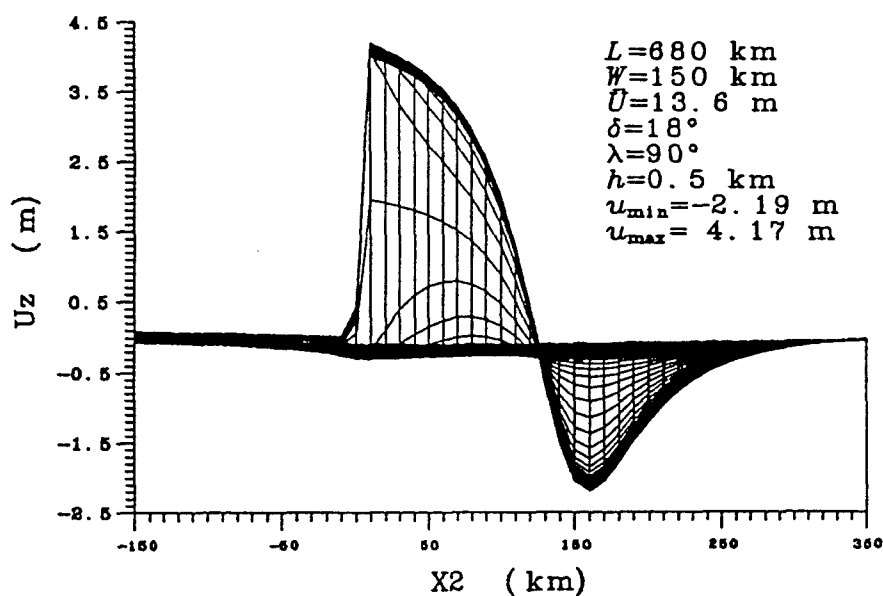


Fig. 5.4.2 a) Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 ($h=0.5\text{km}$).

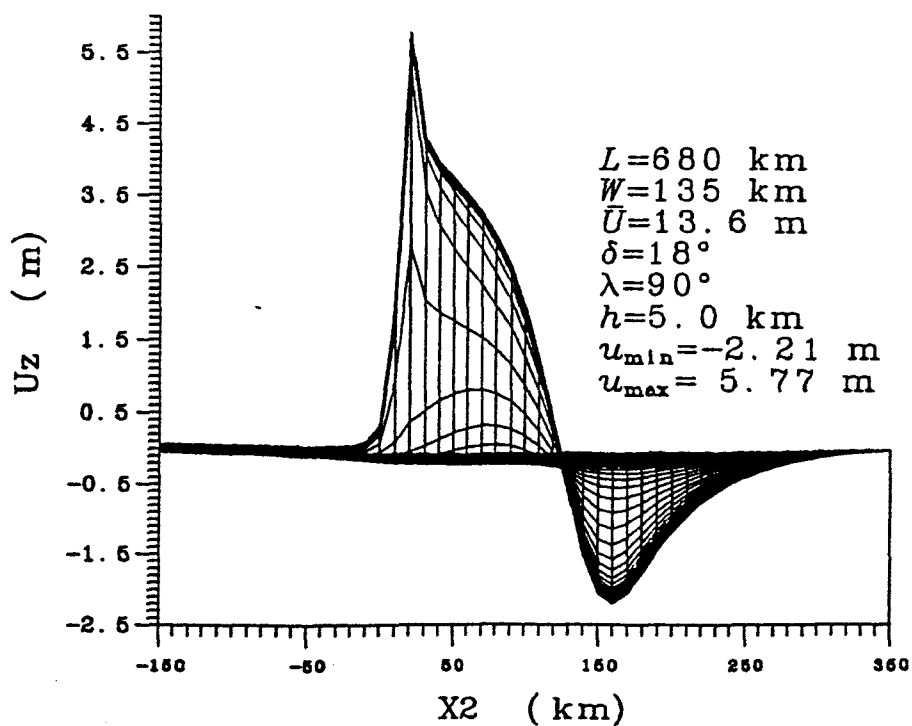


Fig. 5.4.2 b) Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868 ($h=5.0\text{km}$).

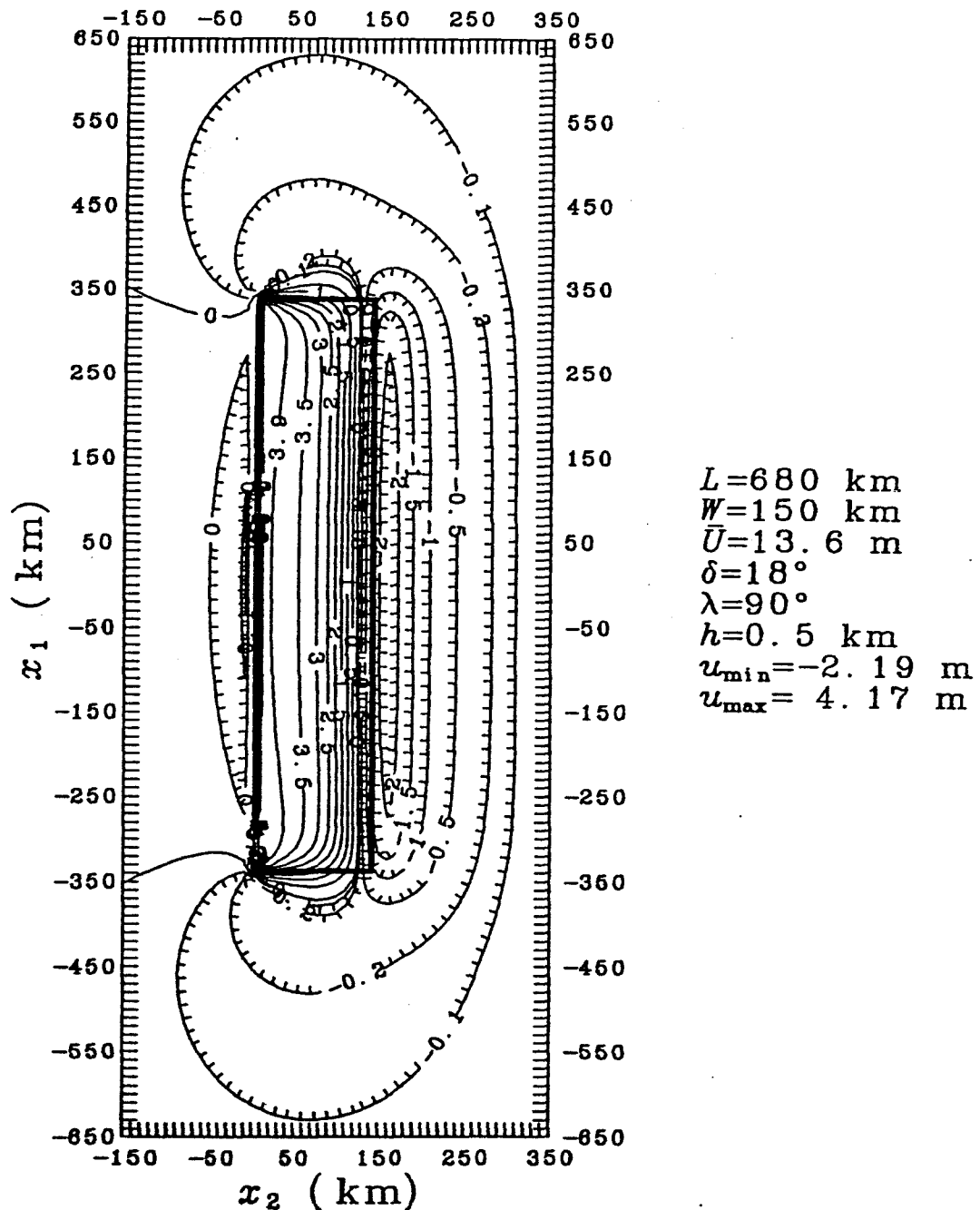


Fig. 5.4.3 a) Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Los valores de los contornos están expresados en metros. Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El rectángulo corresponde a la proyección, sobre la superficie, del plano de falla. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0$ km; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=130$ km ($h=0.5$ km).

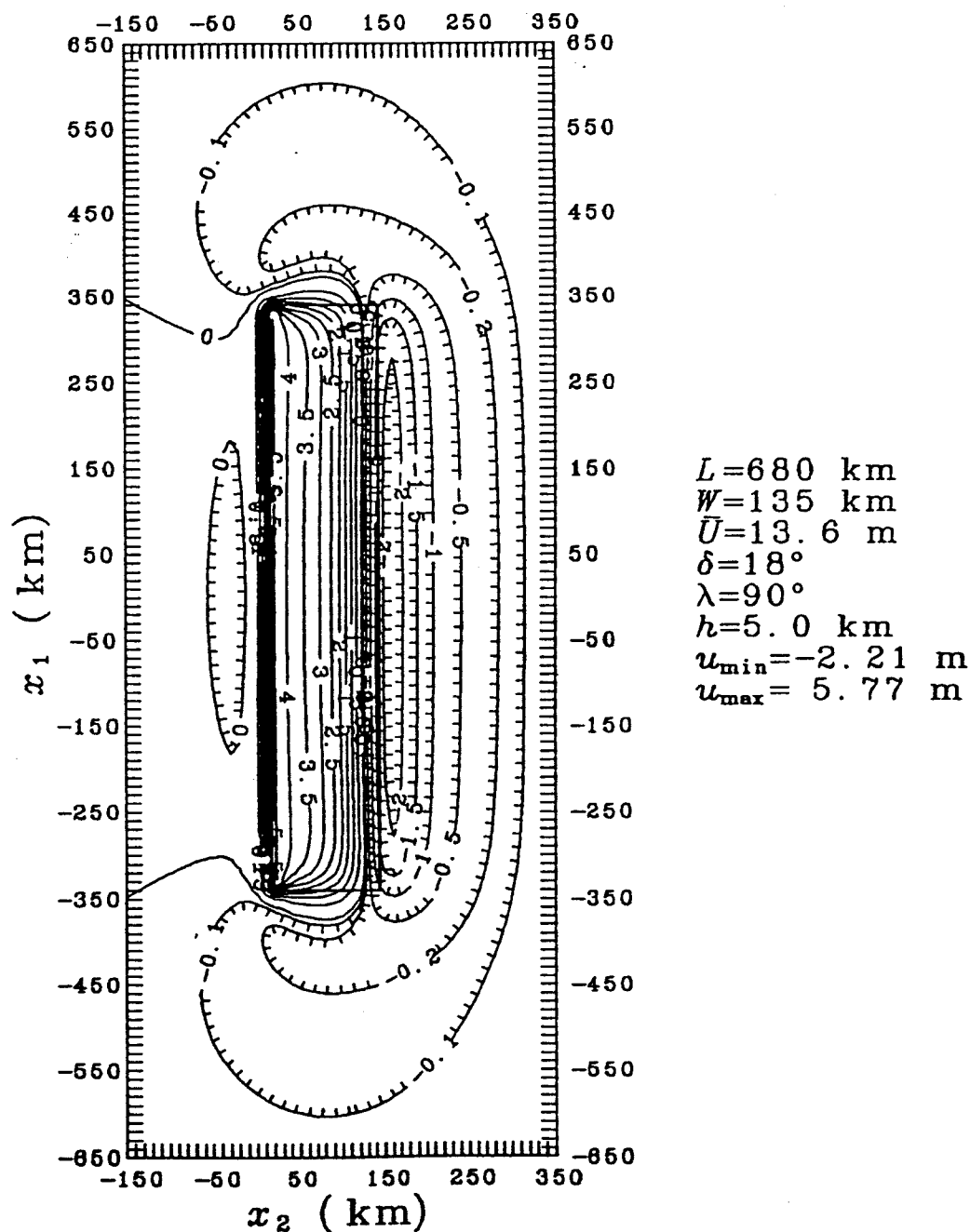


Fig. 5.4.3 b) Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Los valores de los contornos están expresados en metros. Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El rectángulo corresponde a la proyección, sobre la superficie, del plano de falla. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0$ km; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=130$ km ($h=5.0$ km).

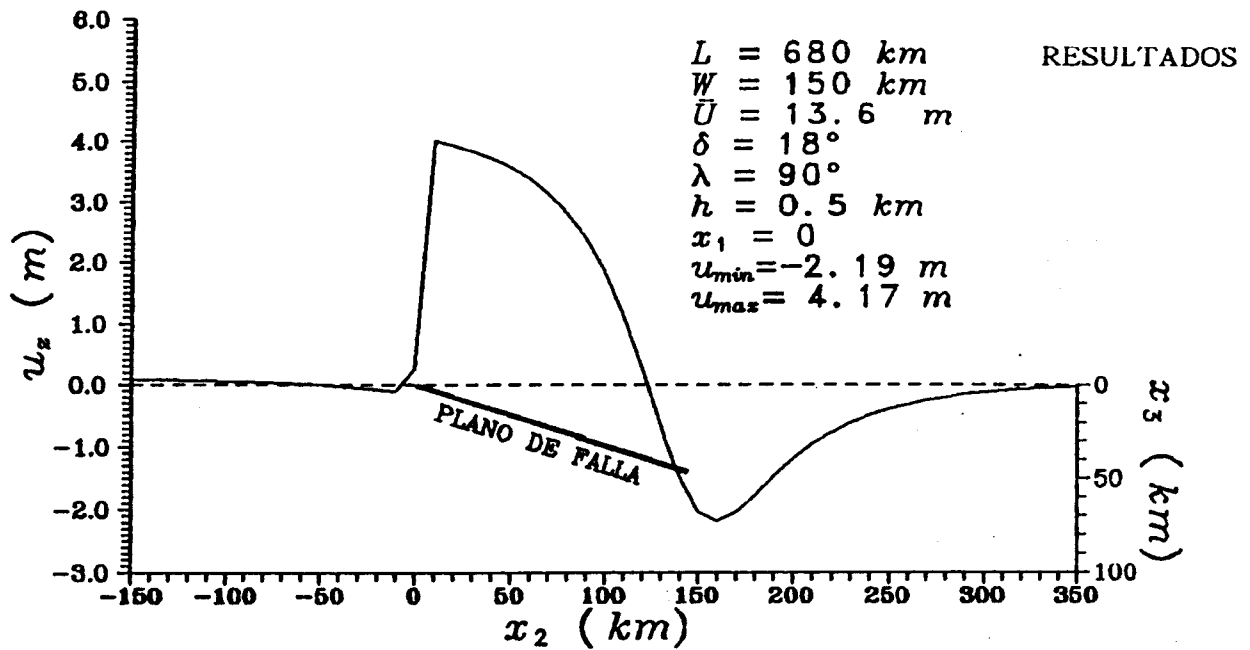


Fig. 5.4.4 a) Perfil de los desplazamientos verticales superficiales, asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (i.e., a lo largo de la recta $x_1=0$, de acuerdo con las Figuras 5.4.1 y 5.4.2). El eje de la izquierda (u_z) indica la escala de los desplazamientos; y el eje de la derecha (x_3) hace lo propio con la ubicación vertical del plano de falla ($h=0.5 \text{ km}$).

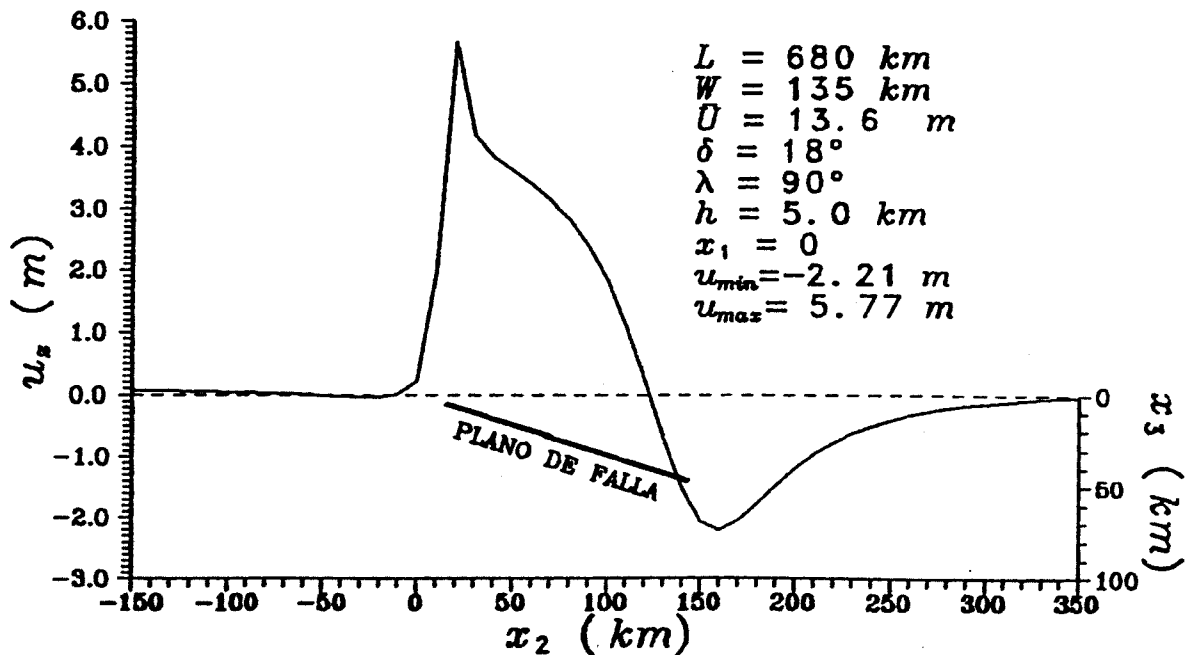


Fig. 5.4.4 b) Perfil de los desplazamientos verticales superficiales, asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (i.e., a lo largo de la recta $x_1=0$, de acuerdo con las Figuras 5.4.1 y 5.4.2). El eje de la izquierda (u_z) indica la escala de los desplazamientos; y el eje de la derecha (x_3) hace lo propio con la ubicación vertical del plano de falla ($h=5.0 \text{ km}$).

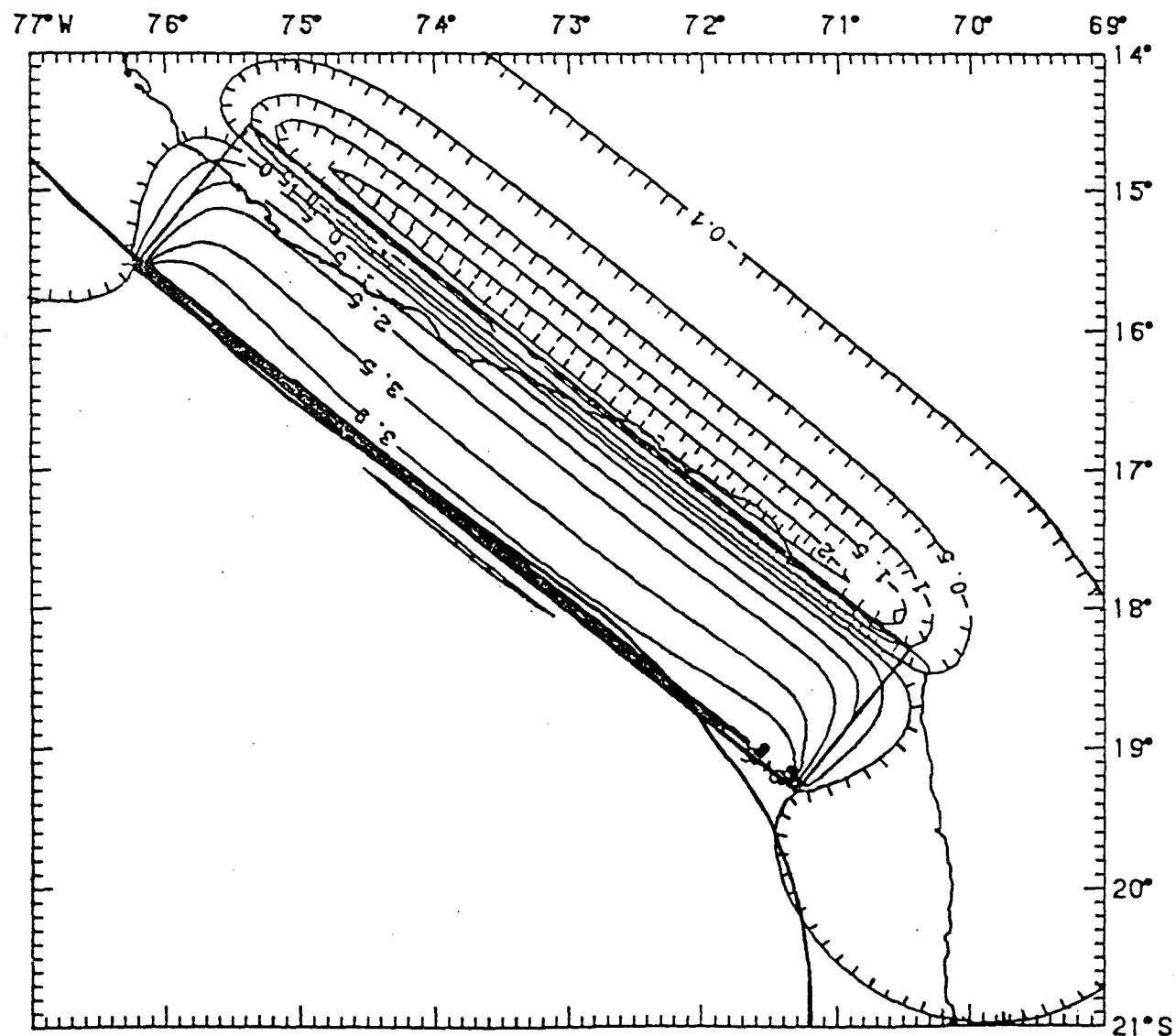


Fig. 5.4.5 a) Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa. Los valores de los contornos están expresados en metros ($h=0.5\text{ km}$).

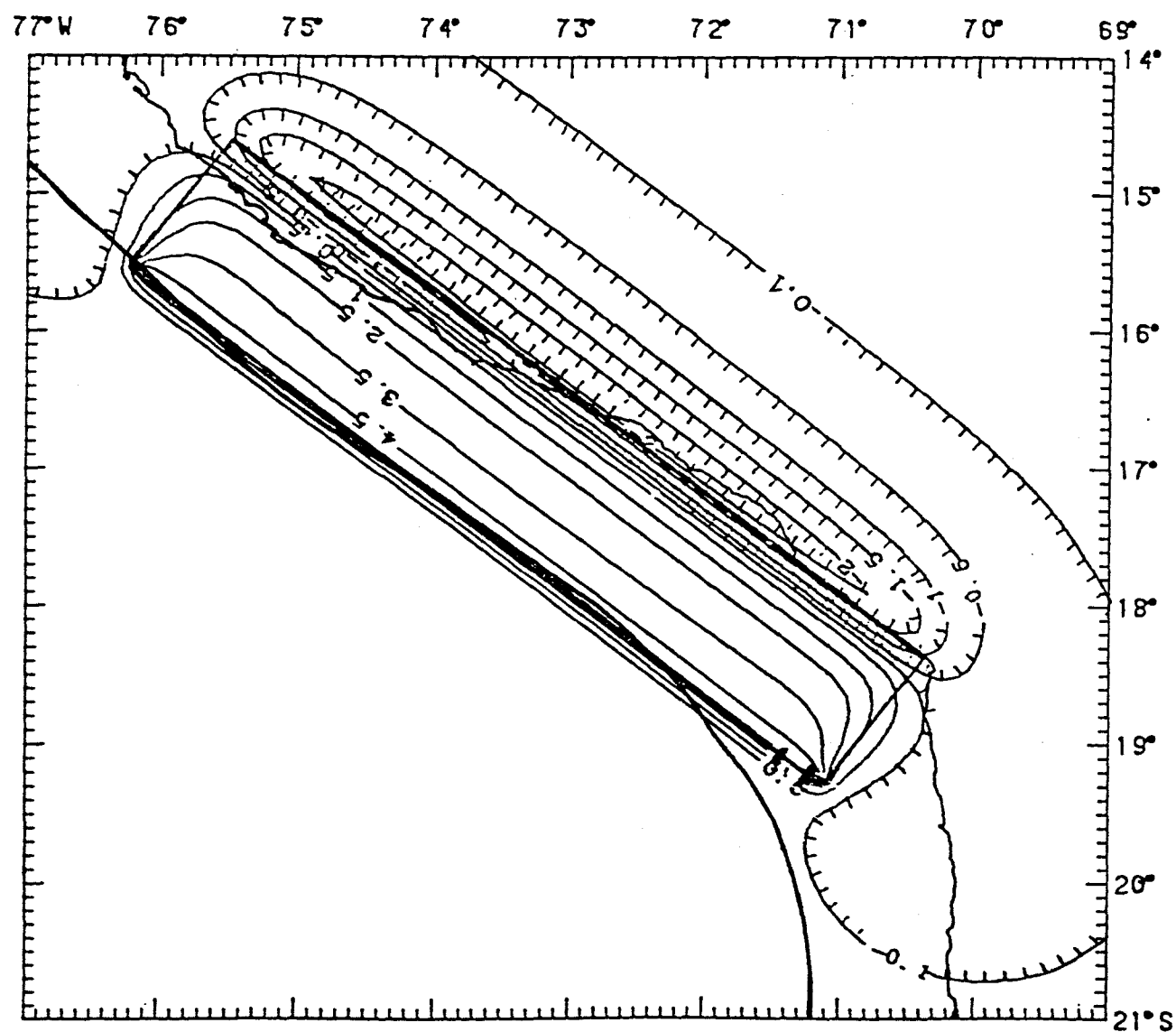


Fig. 5.4.5 b) Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 13 de agosto de 1868, en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa. Los valores de los contornos están expresados en metros ($h=5.0$ km).

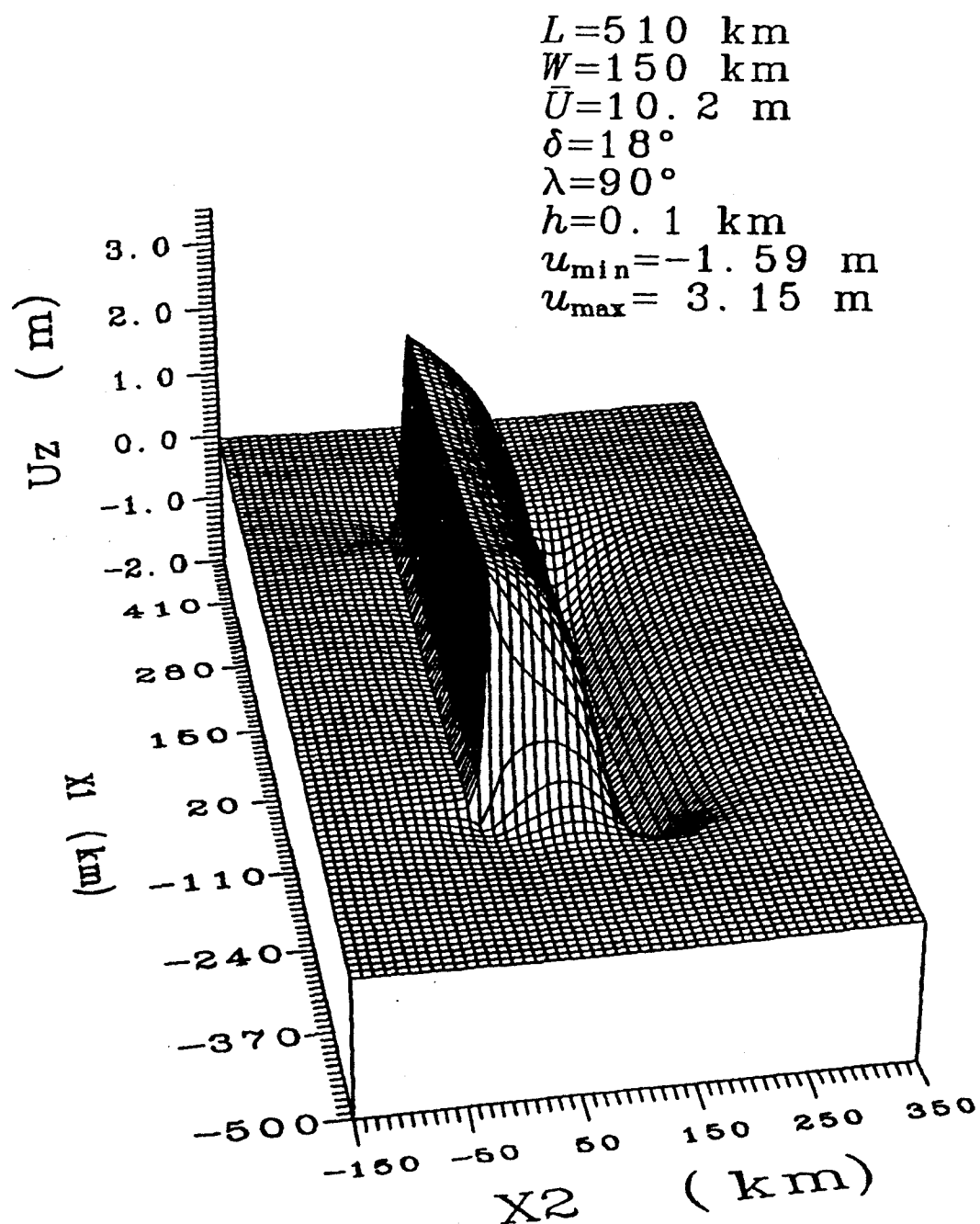


Fig. 5.4.6 a) Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0\text{km}$; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=110\text{km}$ ($h=0.1\text{km}$).

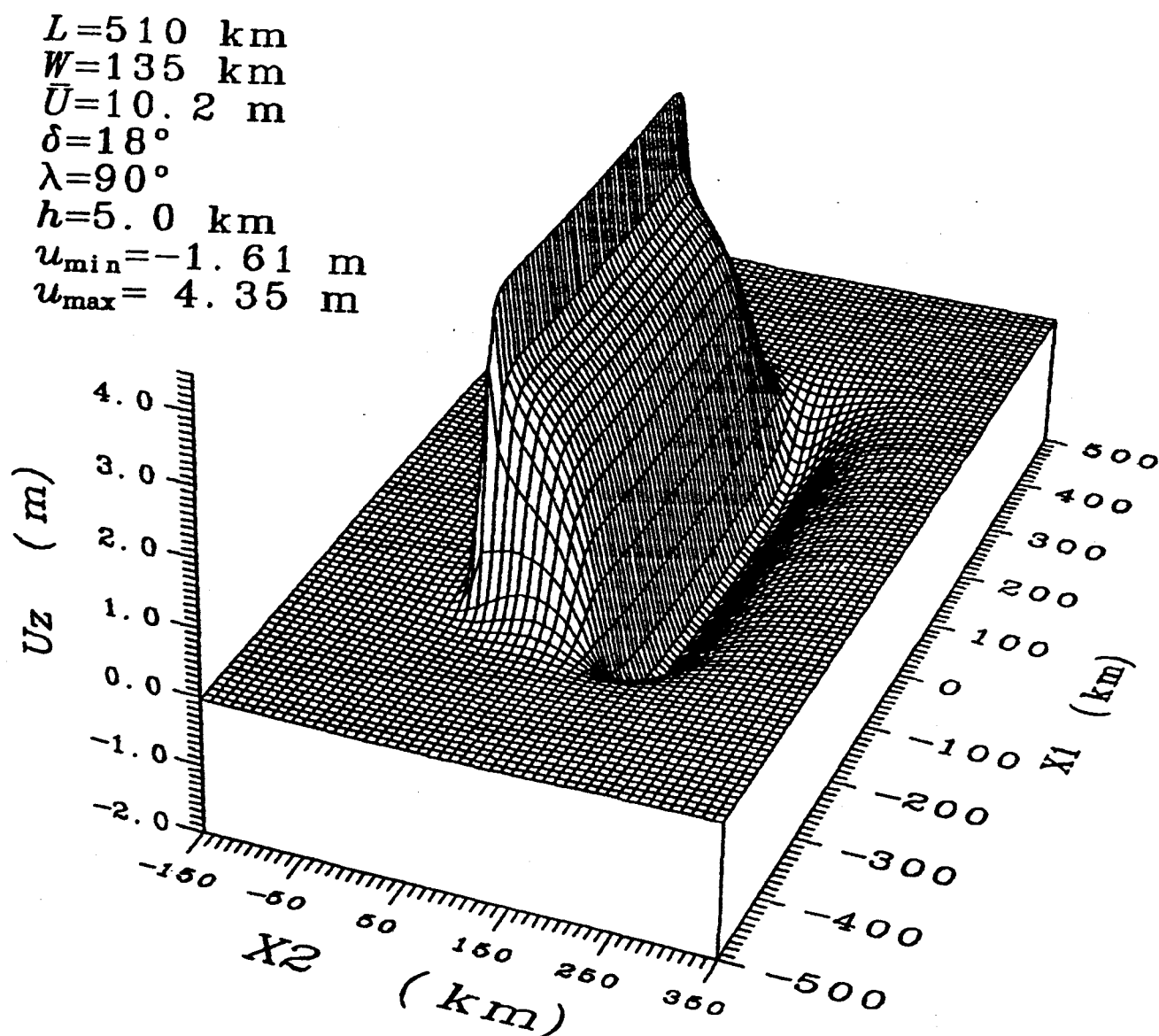


Fig. 5.4.6 b) Vista en perspectiva del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0\text{km}$; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=110\text{km}$ ($h=5.0\text{km}$).

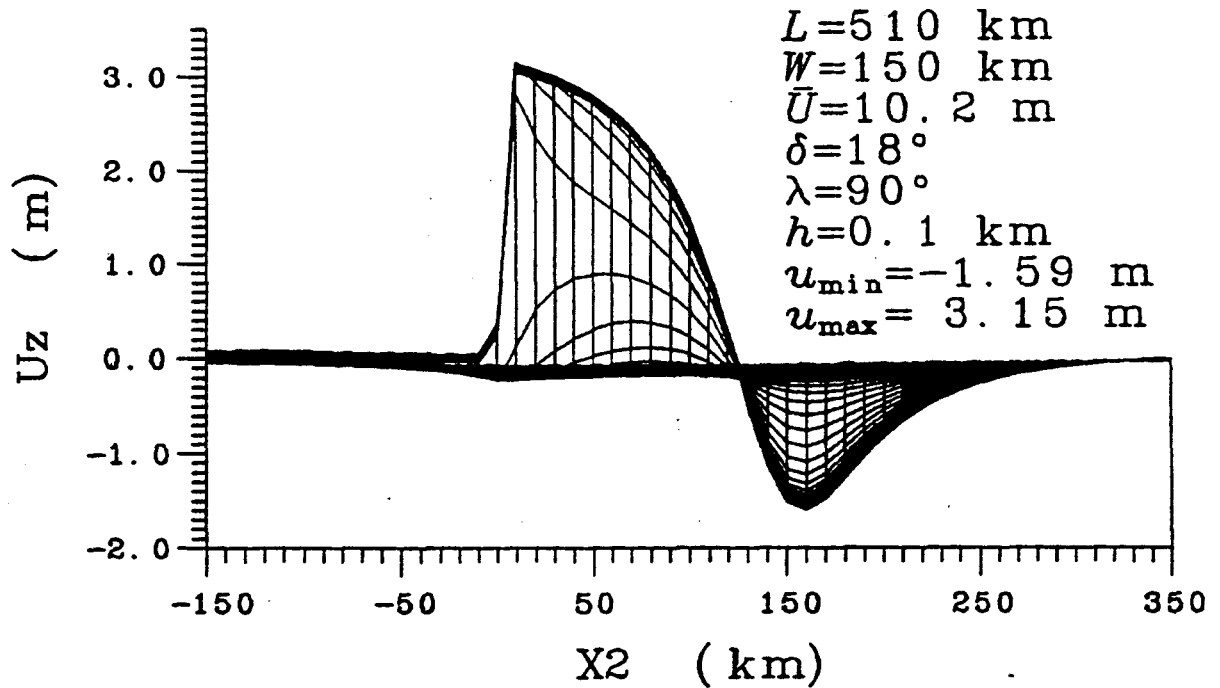


Fig. 5.4.7 a) Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 ($h=0.1$ km).

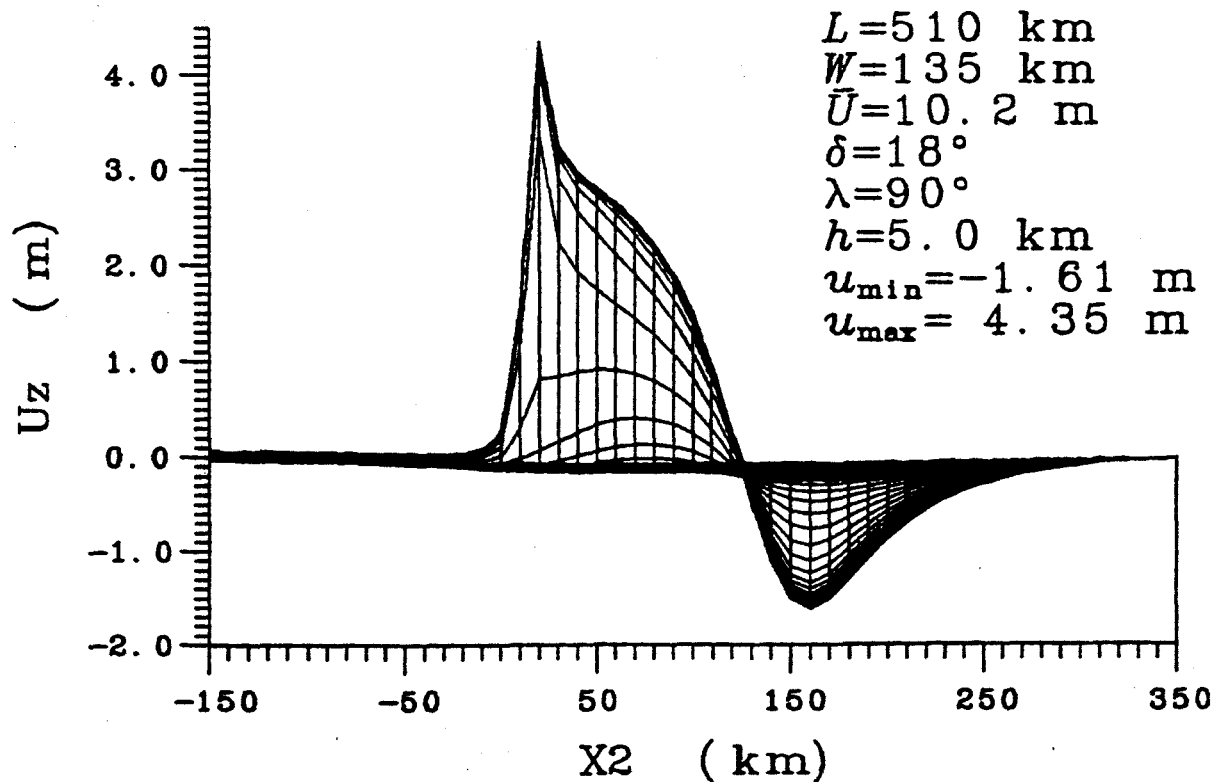


Fig. 5.4.7 b) Vista lateral tridimensional del campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877 ($h=5.0$ km).

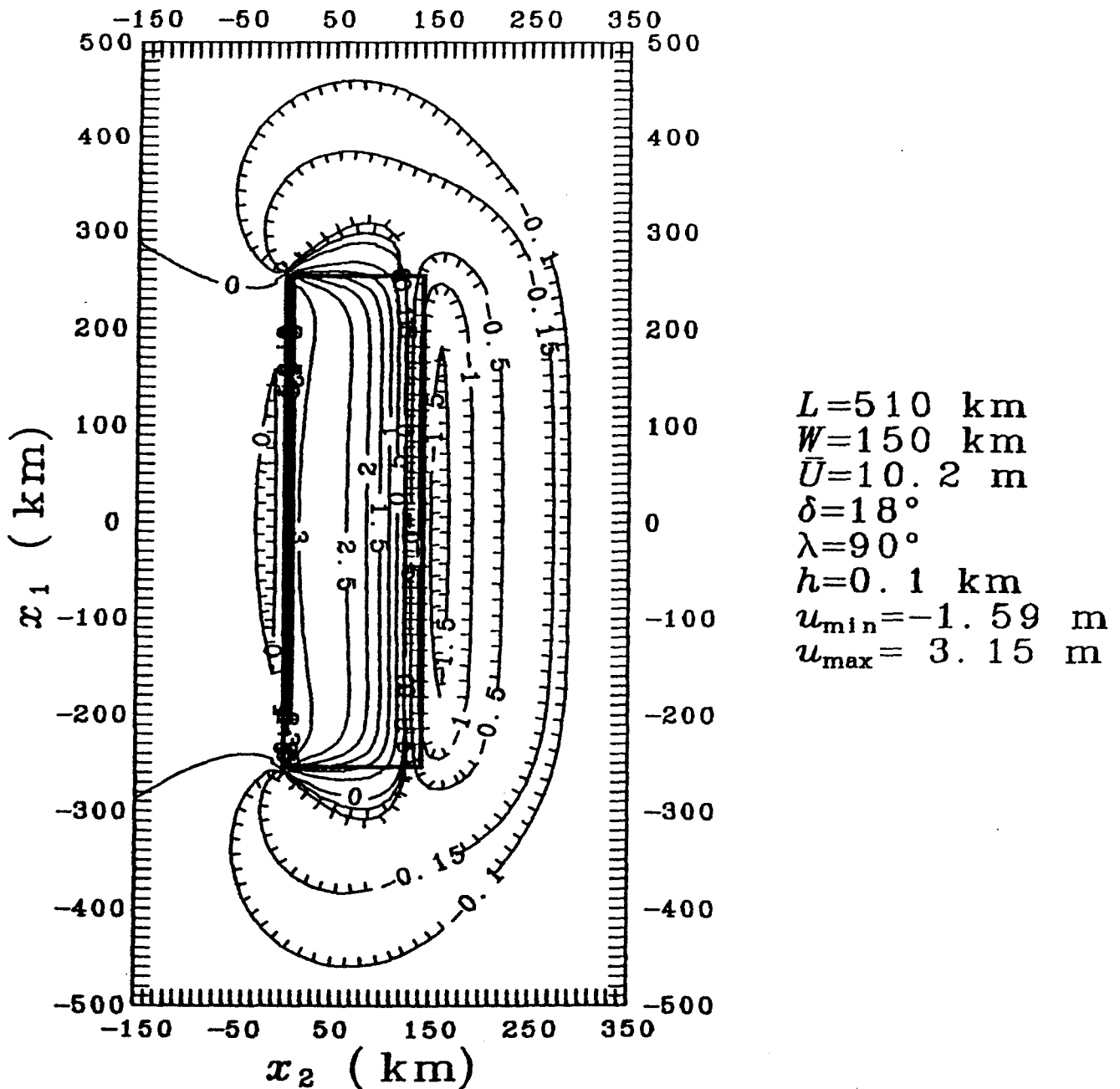


Fig. 5.4.8 a) Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Los valores de los contornos están expresados en metros. Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El rectángulo corresponde a la proyección, sobre la superficie, del plano de falla. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0$ km; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=110$ km ($h=0.1$ km).

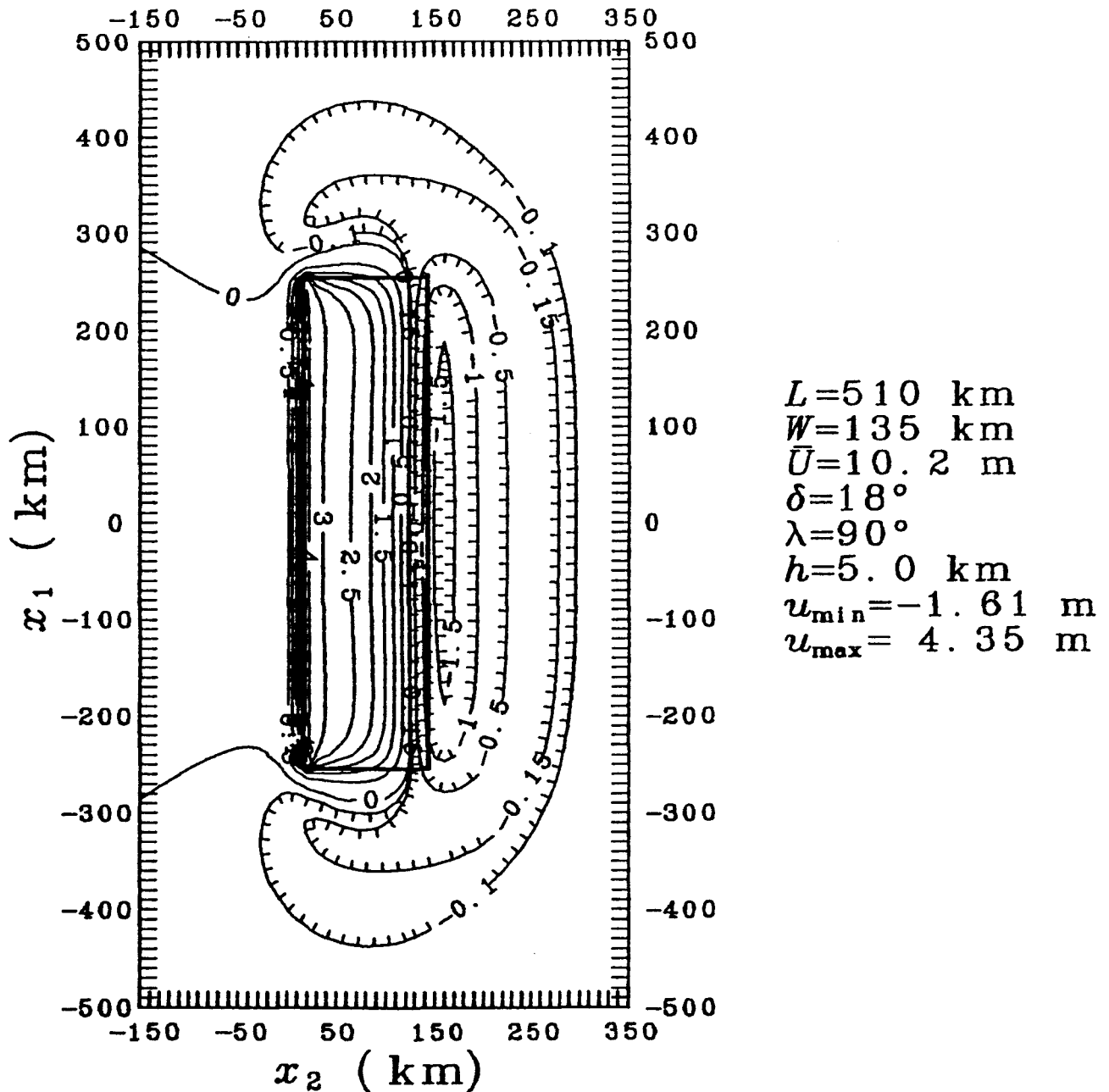


Fig. 5.4.8 b) Gráfico de contornos del campo de desplazamientos verticales superficiales ($x_3=0$), asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, de acuerdo con el modelo de Mansinha y Smylie (1971). Los valores de los contornos están expresados en metros. Se indican los parámetros utilizados y los valores de los desplazamientos mínimo y máximo obtenidos. El rectángulo corresponde a la proyección, sobre la superficie, del plano de falla. El eje de la fosa se ubica a lo largo de la recta $x_2=0 \text{ km}$; en tanto que la línea de la costa está localizada, en promedio, a lo largo de la recta $x_2=110 \text{ km}$ ($h=5.0 \text{ km}$).

RESULTADOS

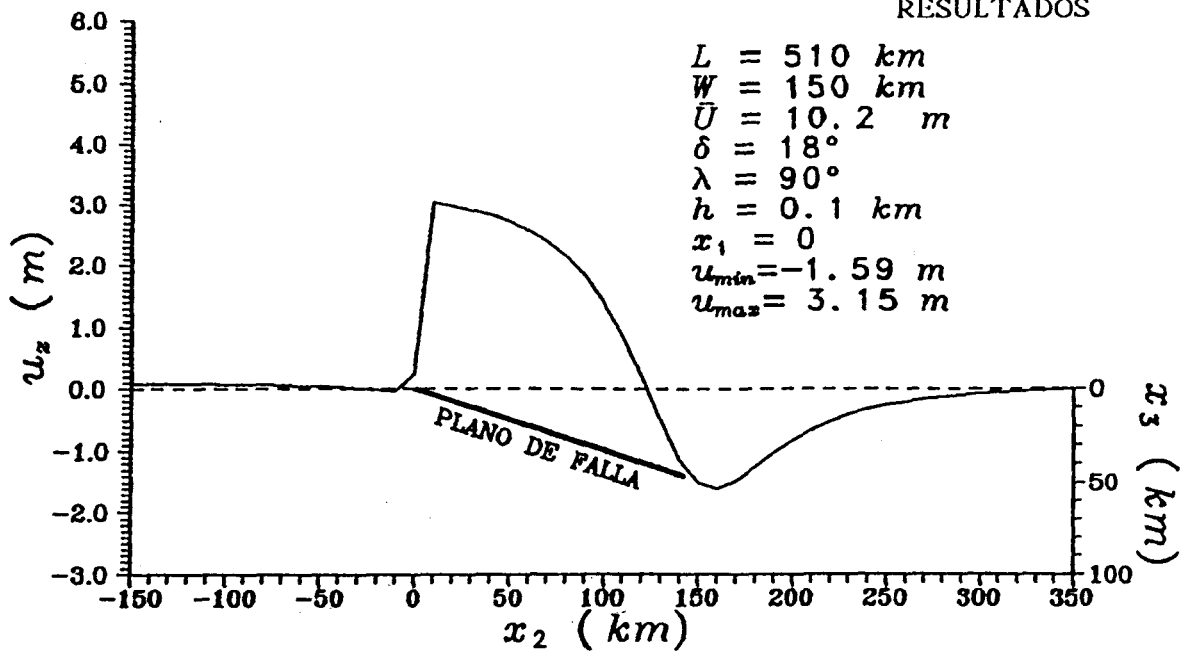


Fig. 5.4.9 a) Perfil de los desplazamientos verticales superficiales, asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (i.e., a lo largo de la recta $x_1=0$, de acuerdo con las Figuras 5.4.1 y 5.4.2). El eje de la izquierda (u_z) indica la escala de los desplazamientos; y el eje de la derecha (x_3) hace lo propio con la ubicación vertical del plano de falla ($h=0.1 \text{ km}$).

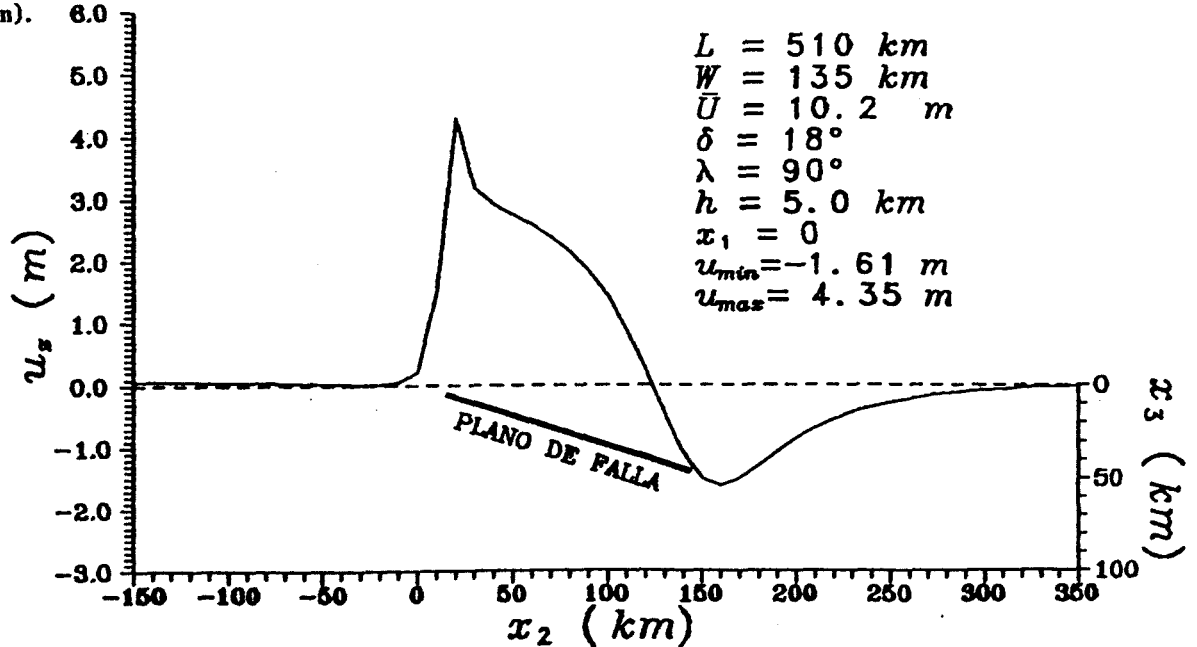


Fig. 5.4.9 b) Perfil de los desplazamientos verticales superficiales, asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, a lo largo de la recta que dimidia la falla en la dirección del rumbo (i.e., a lo largo de la recta $x_1=0$, de acuerdo con las Figuras 5.4.1 y 5.4.2). El eje de la izquierda (u_z) indica la escala de los desplazamientos; y el eje de la derecha (x_3) hace lo propio con la ubicación vertical del plano de falla ($h=5.0 \text{ km}$).

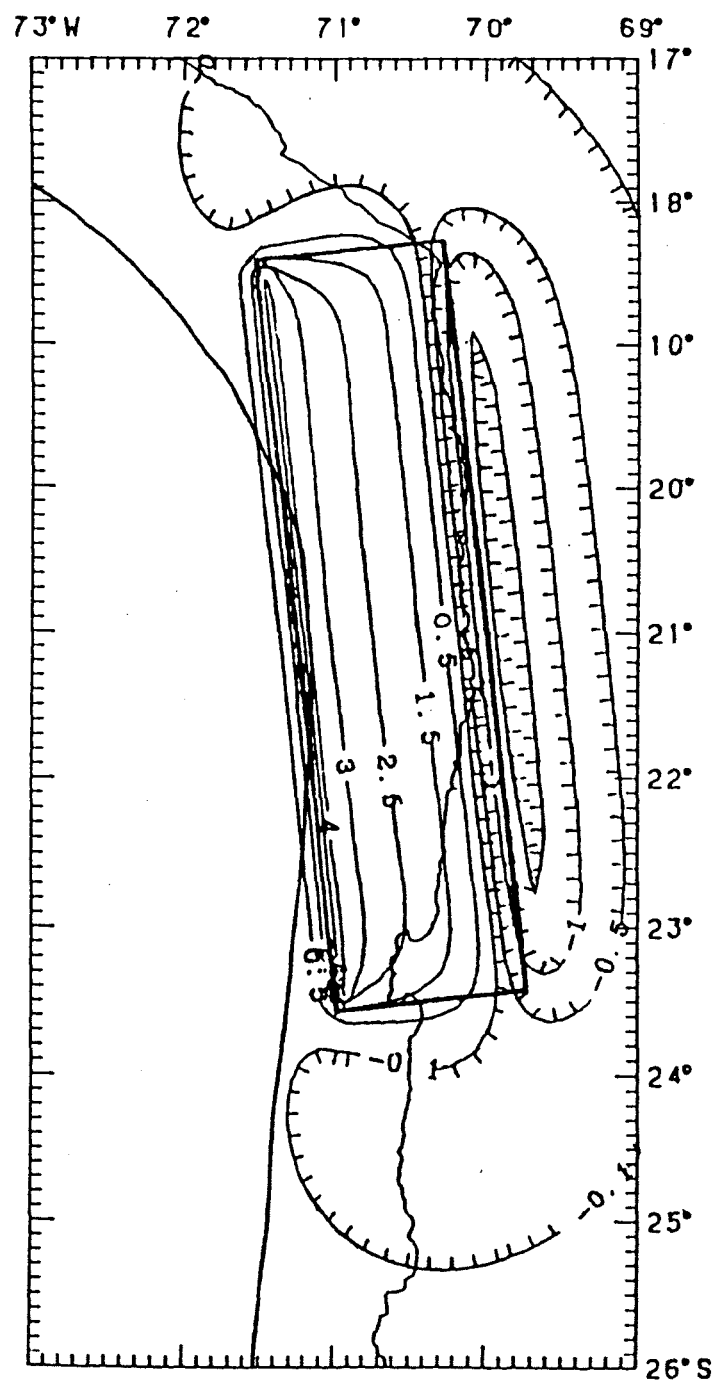


Fig. 5.4.10 b) Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa. Los valores de los contornos están expresados en metros ($h=5.0$ km).

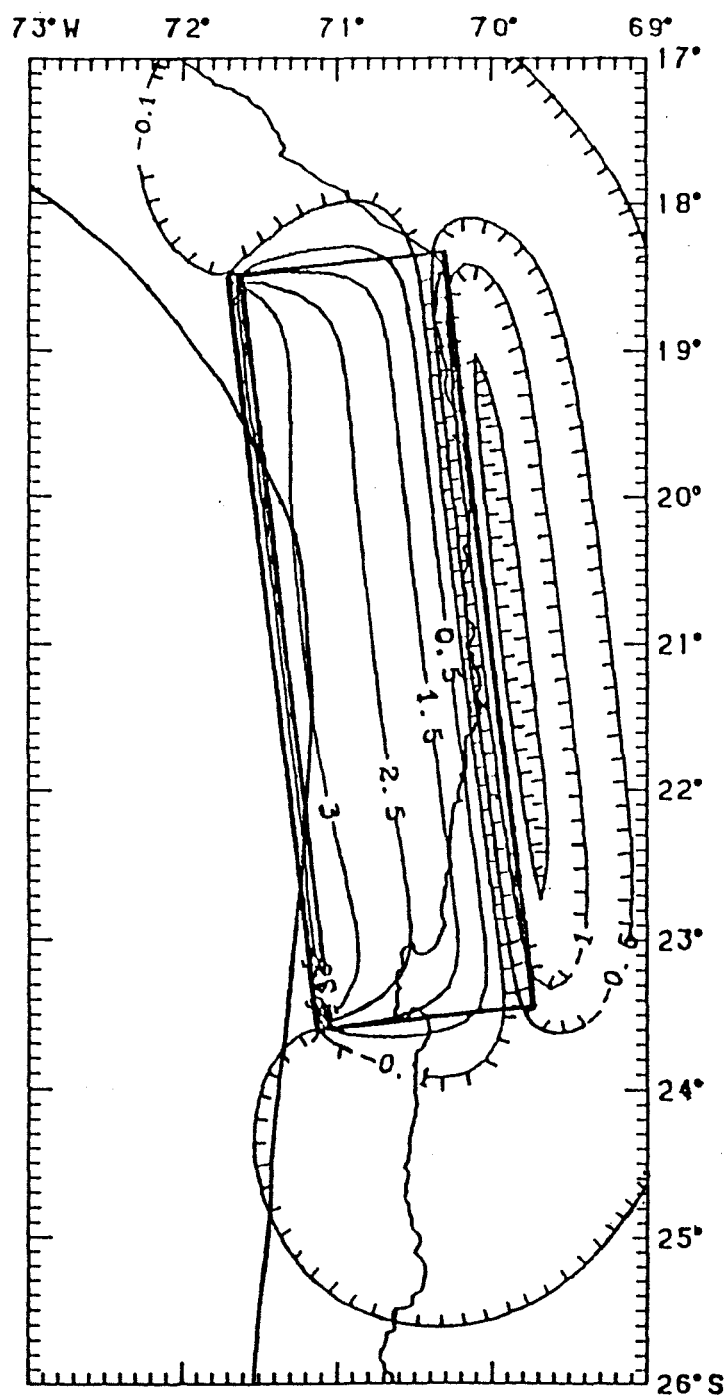


Fig. 5.4.10 a) Campo de desplazamientos verticales superficiales asociados al terremoto del 9 de mayo de 1877, en relación con el eje de la fosa y la línea de la costa. Los valores de los contornos están expresados en metros ($h=0.1$ km).

5.5 ENERGÍA DE LOS TSUNAMIS

Como resultado de aplicar la metodología de la sección 4.6 se obtuvo el valor de la energía de los tsunamis, E_t , para los tsunamis de 1868 y 1877, y para cada uno de los campos de desplazamientos probados: cuando la profundidad de enterramiento de la falla fue menor de 1 km y cuando fue igual a 5 km (ver Tabla 5.5.1). Para efectos de comparación, también se presentan los valores de la energía sísmica, los que se obtuvieron utilizando la relación (2.5) y los valores de M_w de la Tabla 5.3.1.

Tabla 5.5.1 Energía de los sismos y de los tsunamis del 13 de agosto de 1868 y del 9 de mayo de 1877. Para explicación ver texto.

Año	h [km]	$x_{2\text{mín}}$ [km]	$x_{2\text{máx}}$ [km]	$x_{1\text{mín}}$ [km]	$x_{1\text{máx}}$ [km]	E_t [10^{15} J]	E_s [10^{18} J]	E_t/E_s	$\frac{E_t(h<1\text{km})}{E_t(h=5\text{km})}$
1868	0.5	-90	130	-630	630	3.81	2.25	1.7×10^{-3}	0.87
1868	5.0	-70	130	-600	600	4.38	2.02	2.2×10^{-3}	
1877	0.1	-50	110	-460	460	1.63	1.26	1.3×10^{-3}	0.87
1877	5.0	-30	110	-440	440	1.87	1.14	1.6×10^{-3}	

En todos los casos la razón E_t/E_s es menor que 1×10^{-2} . Las razones entre las energías de los tsunamis calculadas con $h < 1$ km respecto de las computadas con $h = 5$ km son idénticas entre ambos eventos, e implican que con $h = 5$ km el mecanismo de generación del tsunami sería un $\sim 15\%$ más eficiente. Las coordenadas x_1 y x_2 corresponden a aquéllas que se aprecian en los gráficos de la sección anterior. Los valores mínimos y máximos de x_1 y x_2 definen los límites de la integral de la ecuación (4.13).

6. DISCUSIONES

6.1 TIEMPOS DE VIAJE DE LOS TSUNAMIS

Tanto para la hora del sismo como para la hora del tsunami se observa una menor dispersión en los datos del evento de 1868, en relación al de 1877.

Los ajustes de las regresiones de la hora de llegada del tsunami son bastante mejores que sus similares de la hora del sismo (para ambos eventos). Por cierto, la comparación es válida en cuanto se tome como referencia al estadístico F . No resulta apropiado utilizar el coeficiente de determinación, R^2 , en esta comparación por la propia definición del mismo:

$$R^2 = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 / \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$$

donde: y_i es la i -ésima observación;

\hat{y}_i es el valor ajustado por la regresión, asociado a y_i ;

\bar{y} es el promedio de las n observaciones y_i .

Como se puede apreciar en las Figuras 5.1.1 y 5.2.1 la nube de puntos de las observaciones tiene una disposición casi horizontal y, consecuentemente, la curva de regresión también. Por lo tanto la variación (varianza) entre la curva de regresión y el promedio de las observaciones es muy pequeña. Esta es esencialmente la razón por la cual los valores de R^2 en las regresiones de la hora de los sismos son tan pequeños. El estadístico F para la regresión de la hora del sismo de 1868, sin embargo, es significativo casi al 99% (el valor p vale 0.0103), mostrando que el coeficiente de determinación, R^2 , no revela exactamente el comportamiento de los datos.

Para la hora del sismo de 1877 el estadístico F es menor que 1, por lo que la regresión no es significativa. A pesar de esto se utilizó la ecuación de regresión respectiva, pues siempre entrega un mejor ajuste que utilizar el promedio, por ejemplo.

Las observaciones de las horas de los tsunamis presentan poca dispersión y, por ende, las regresiones presentan ajustes muy buenos. Este aspecto se explica, en gran medida, porque se descartó todas las réplicas de las observaciones de cada

localidad que tuvieran una hora de llegada posterior a la primera (ver sección 4.2.1). Como contrapartida, el número de observaciones se redujo, lo que se tradujo en una disminución de los grados de libertad asociados a las sumas de cuadrados involucradas en las regresiones. Luego, las bandas de confianza habrían estado construidas con estadísticos F grandes, por poseer pocos grados de libertad en el denominador (ver sección 4.2.2). Como ejemplo, $F(0.90;4,6)=3.18$ y $F(0.90,4,24)=2.19$. Para soslayar este inconveniente, se utilizó un nivel de significancia de $\alpha=0.25$ (i.e., $1-\alpha=0.75$) en la construcción de las bandas de confianza. La disminución de la confiabilidad de las bandas de confianza se ve compensada con una reducción de su ancho. El utilizar una banda de confianza muy confiable pero muy ancha, para efectos de dar un acotamiento a los bordes de las áreas de generación de los tsunamis, no se traduce en un beneficio.

Cabe destacar que el ancho de las bandas de confianza de los tiempos de viaje del tsunami está dado, en gran medida, por las bandas de confianza de la hora de llegada del tsunami; y sólo en menor grado por las bandas de confianza de la hora del sismo.

Un efecto importante que se produce al utilizar las ecuaciones de regresión para computar los tiempos de viaje, en vez de los observados, es el de suavizarlos en función de la latitud.

6.2 DIAGRAMAS DE REFRACCION INVERSA

Resulta conveniente aclarar algunos aspectos concernientes a los diagramas de refracción inversa mismos.

- Para mayor claridad, sólo en los diagramas de refracción contruidos con el tiempo de viaje del tsunami **esperado** se incluyó los rayos, aparte del frente final.
- En principio, todos los rayos deben tener su extremo final definido por la curva del frente final que los une. En la práctica, como los datos de batimetría no cubrían más que hasta el talud oceánico, varios rayos no pudieron completar su trayectoria con el tiempo de viaje del tsunami correspondiente. Por ello, estos rayos aparecen con sus "extremos finales" libres.
- Tanto en los diagramas contruidos con los tiempos esperados, como en los

diagramas contruidos con los tiempos mínimos y máximos se observará que los frentes finales no siempre corresponden a "curvas suaves" como debiera esperarse, sino que presentan tramos rectos, algo artificiosos. La razón es que el programa de ploteo manda unir los puntos, que constituyen los extremos finales de los rayos, con trazos rectos, para así formar el "frente final" del diagrama de refracción inversa. Si estos puntos finales de cada rayo están próximos entre sí, entonces, el frente se asemejará, efectivamente, a una curva suave. Por el contrario, si llegara a haber puntos finales, de rayos contiguos, relativamente distantes entre sí, se perderá la apariencia suave del frente final. Si se observa con detenimiento, esto ocurre cuando un rayo finaliza su trayectoria, digamos, en el talud continental, y el rayo contiguo lo hace en el talud oceánico debido al enorme efecto de divergencia de rayos que provoca la fosa. En teoría, si las direcciones iniciales de dos rayos contiguos no difieren mucho entre sí, los rayos no debieran finalizar muy separados. Sin embargo, no importa cuan parecidas sean las direcciones iniciales (se probó hasta con una variación de !!1 milésima de grado!!), si el tiempo de viaje del tsunami es relativamente largo, irremediamente los rayos acabarán apartándose entre sí. Esto está vastamente estudiado dentro de la teoría de las ecuaciones diferenciales dentro del tema llamado "continuidad de las soluciones en relación a las condiciones iniciales y parámetros" (ver, por ej., Sotomayor, 1979, pp. 33-45; Hirsch y Smale, 1983, pp. 242-244).

6.3 LOCALIZACION DE LAS FUENTES DE LOS TSUNAMIS OBTENIDAS CON LOS TIEMPOS DE VIAJE DEL TSUNAMI "ESPERADOS" EN RELACION CON RASGOS TECTONICOS

A primera vista, destaca la coincidencia del extremo norte de la zona de generación del tsunami de 1868 con la intersección de la dorsal de Nazca y el continente sudamericano; y del extremo sur con el recodo de Arica. El extremo norte de la fuente del tsunami de 1877, en tanto, también coincide con el recodo de Arica; y su extremo sur lo hace con la península de Mejillones. De lo anterior, se desprende que, aparentemente, no hubo traslape entre las zonas de ruptura de 1868 y de 1877.

Por otro lado, la zona de ruptura de 1877 está completamente contenida en la

región de subducción inclinada del norte de Chile. Diferente es la situación de la zona de ruptura de 1868, pues, en cifras redondas, el tercio de más al sur ($\sim 18^{\circ}$ – 19° S) está localizado en la región de subducción inclinada del sur de Perú, el tercio de más al norte (15.5° – $\sim 16.7^{\circ}$ S) lo está delante del extremo sur de la región de subducción subhorizontal del centro de Perú, y el tercio del centro ($\sim 16.7^{\circ}$ – $\sim 18^{\circ}$ S) está ubicado delante de una región de transición, entre las regiones subhorizontal e inclinada.

El tamaño de estas zonas de ruptura es consistente, en gran medida, con las observaciones de Nishenko y McCann (1979), en el sentido que las mayores terrazas y cuencas del talud continental superior tienden a situarse en regiones donde más grandes son las zonas de ruptura o las fuentes de los tsunamis, y viceversa. Al respecto, en la región del sur de Perú–norte de Chile se ubican tres cuencas extensas: Arequipa (también llamada Mollendo), Arica e Iquique (ver sección 3.1.4 y Fig. 3.1.23). Sin embargo, el extremo norte de la fuente del tsunami de 1868 (15.5° – $\sim 16.7^{\circ}$ S) está sobre una región donde no existe una cuenca o terraza de gran tamaño. De acuerdo con Johnson y Ness (1981), la cuenca de Arequipa se extiende por el norte hasta los 16.7° S. Así también, la mitad de más al sur de la fuente del tsunami de 1877 se sitúa sobre una zona donde, de acuerdo con el mapa tectónico de Coulbourn (1981; Fig. 3.1.23), sólo existen “secuencias no deformadas de sedimentos pelágicos y hemipelágicos” y cuencas de dimensiones, más bien, discretas. Para explicar esta aparente discrepancia con las observaciones de Nishenko y McCann (1979) se puede invocar su propia explicación de la relación existente entre tamaños de cuencas y terrazas y tamaños de zonas de ruptura. Según ellos, “la continua reactivación cosísmica de la misma área podría influir en el desarrollo topográfico y estructural ulterior, produciendo rasgos con dimensiones comparables a las fuentes sísmicas y de los tsunamis”. Si se toma al pie de la letra este modelo conceptual, se podría especular que las áreas correspondientes al tercio del norte de la fuente del tsunami de 1868 y a la mitad sur de la fuente del tsunami de 1877 no se ven perturbadas tan frecuentemente como el resto de la zona en estudio. Para la zona norte de la ruptura de 1868 los antecedentes (Comte et al., 1989; Dorbath et al., 1990) no permiten refutar ni confirmar en forma clara esta especulación. Para la mitad sur de la ruptura de 1877, por desgracia, no hay antecedentes anteriores a 1768 (Comte et al., 1989) puesto que esta región estaba muy poco poblada.

Sin embargo, estos resultados contradicen algunas relaciones descubiertas por Tichelaar y Ruff. De acuerdo con Ruff (1989), la presencia de sedimentos abundantes en la fosa se correlaciona con un incremento en el tamaño de los terremotos de tipo inverso. Propuso, además, que la abundancia de relleno sedimentario permite que se desarrolle una gruesa capa sedimentaria coherente que resulta en una suave interfase entre las placas. Tal interfase suave sufriría rupturas en terremotos más grandes (con una extensión horizontal más grande) que con una interfase áspera. Tichelaar y Ruff (1991) propusieron también una relación entre la rugosidad del basamento oceánico, expresado como la "longitud de onda" característica de la profundidad del basamento, medida a lo largo de la fosa, y el tamaño de los sismos de tipo inverso de magnitud mayor que 7. Esto significa que a mayor longitud de onda, mayor será el tamaño de los sismos.

Respecto del primer punto, tal como estos mismos autores lo reconocen, el norte de Chile prácticamente no presenta sedimentos de origen terrígeno (Schweller et al., 1981). En relación con la longitud de onda, ésta sería más pequeña que la de Chile Central (ver Fig. 3.1.18). Sin embargo, las estimaciones de longitudes de ruptura y magnitudes de los sismos de 1868 y 1877 (no sólo las de esta tesis) arrojan valores típicos de eventos muy grandes, más grandes que los máximos estimados para Chile Central.

Se podría conjeturar que esta aparente discrepancia se deba a que la interfase de sedimentos entre las placas no sea alimentada con sedimentos terrígenos, sino con los atrapados por las fallas en escalón y las estructuras horst-graben de la placa oceánica. Respecto de la rugosidad del basamento, la discrepancia está basada en la evidencia de la figura 3.1.18. Dicha figura está construida sobre la base de perfiles de reflexión sísmica, los cuales tenían una penetración no superior a 2km (ver p. 74, sección 3.1.4). Luego, el "basamento acústico" acusado por estos perfiles puede bien no ser el basamento real, aspecto que fue tocado por Coulbourn (1981). Si esto fuera efectivo, es decir, si el basamento real estuviera a mayor profundidad, podría ser que tuviera mayor longitud de onda, lo cual estaría en concordancia con las grandes extensiones de las zonas de ruptura estimadas para los sismos de 1868 y 1877. Ciertamente, esta concordancia es bastante especulativa, pues está basada en supuestos y no en observaciones.

6.4 PARAMETROS DE LAS FUENTES SISMICAS Y DE LOS TSUNAMIS

En un principio, las zonas de generación de los tsunamis deberían haber quedado en gran parte delimitadas por los diagramas de refracción inversa. En la práctica, se vio que sólo sus extremos longitudinales podían ser determinados de este modo. Los indicios que mostraron la inadecuación de este método para determinar el borde de más a tierra de la fuente del tsunami se describen a continuación.

- La fuente del tsunami de 1868 quedó "adosada" a la costa (ver Fig. 5.2.1). La razón: los tiempos de viaje del tsunami eran brevísimos o nulos.
- La fuente del tsunami de 1877, en principio, quedó ubicada a una apreciable distancia de la costa (ver Fig. 5.3.1). Esto significaba que:
 - la razón entre el largo y el ancho de la fuente, es decir $W:L$, fuera muy pequeña: del orden de 0.15. Aunque este valor no es descartable de plano, sí es muy extremo.
 - la ubicación de la zona de ruptura no sería consistente con la tendencia general de los grandes terremotos del resto de Chile (ver Fig. 3.1.13b), que abarcan parte de tierra firme también.
 - tomando en cuenta todos los aspectos cualitativos de este evento (extensa destrucción y generación de un tsunami devastador) la ruptura debió abarcar "aproximadamente toda la zona de interfase" (Kelleher et al., 1973), es decir, "la zona de acoplamiento" de Tichelaar y Ruff (1991). Pero la zona de acoplamiento en el norte de Chile penetra bastantes kilómetros tierra adentro.
- Como recién se mencionó, se ha visto que las zonas dislocadas por los terremotos de los márgenes activos no sólo abarcan el fondo marino, sino que parte de tierra firme también. En tal caso, si hay un hundimiento o alzamiento que afecte la línea de la costa, el mar acompañará cualquiera de estos movimientos, y nadie, ni aún los mareógrafos (Aida, 1978) observará, en un primer momento, un "cambio de nivel del mar". La razón es la no existencia de un movimiento relativo entre la línea de la costa y el nivel del mar, pues ambos se han desplazado, pero en igual magnitud y respecto de un nivel de referencia común. Tras un lapso de tiempo, efectivamente, se observarán cambios, los que, sin embargo, no corresponderán a la onda líder, que es la que trae la información del borde del área de generación del tsunami y del área dislocada por el terremoto. Estas

fluctuaciones en el nivel del mar corresponden a manifestaciones secundarias del tsunami; manifestaciones que son secundarias en el tiempo, no en magnitud. Entonces, en condiciones como las recién descritas no tiene sentido hablar de onda líder; al menos, en el sentido utilizado para aquella onda que se propaga desde los bordes de los extremos longitudinales, y desde el borde que da a mar abierto (al océano). Es preciso recalcar que esta situación afecta a puntos costeros que estén localizados en o junto a la fuente del tsunami, no a puntos costeros más alejados de la misma.

Por todas estas razones tampoco se consideró físicamente razonable describir la propagación del tsunami desde su fuente a las costas chileno-peruanas utilizando diagramas de refracción directa; lo que constituía el segundo objetivo de esta tesis. No es válido, pues al no poderse definir el borde del área fuente del tsunami que da hacia la costa, no existen puntos de partida del diagrama de refracción directa.

Considerando todos los efectos que produjeron estos eventos de terremoto-tsunami, más las estimaciones de magnitud para estos terremotos obtenidas por otros autores (ver sección 3.2 y Tablas A.1.1-A.1.6), entonces la zonas de rupturas debieron abarcar aproximadamente todo el ancho de la zona de acoplamiento sísmico entre las placas de Nazca y de Sudamérica. Esta conclusión está basada en la experiencia acumulada con terremotos de este siglo (Kelleher et al., 1973). Luego, por todos estos motivos el ancho de la zona de ruptura quedó definido por el ancho de la zona de acoplamiento sísmico determinado por Tichelaar y Ruff (1991). El punto que queda pendiente es que estos autores estimaron el borde inferior de la zona de acoplamiento sísmico, entre las placas de Nazca y Sudamérica, pero no la profundidad de su borde superior. Se consideró, en consecuencia, los antecedentes tectónicos de la región. De acuerdo con Schweller et al. (1981), prácticamente no hay sedimentos en el eje de la fosa en el norte de Chile; y en el sur de Perú, en promedio, no deben superar un espesor de 500 m (ver Fig. 3.1.18). De todos modos, como se anticipó en la sección 4.4, se consideró razonable efectuar todos los cálculos suponiendo, también, una mayor profundidad (5 km) del borde superior de la zona de acoplamiento sísmico.

Como se aprecia en la Tabla 5.3.1 el efecto de la variación de L es importante, pues \bar{U} y S (el área de la zona dislocada) son directamente proporcionales a dicha cantidad, y por ende M_0 es proporcional a su cuadrado (ver

ecuaciones (4.6), (4.8) y (4.9)). Además, es determinante en el campo de desplazamientos asociados a la dislocación provocada por los terremotos. Consecuentemente, a través del campo de desplazamientos (verticales superficiales del fondo marino), también influye en la magnitud del disturbio que genera a un tsunami. De hecho, junto con la magnitud M_w , ha permitido establecer, *a priori*, un criterio para discernir si un tsunami puede ser catalogado de "local", "mayor" o "gigantesco" (Furumoto, 1991), a saber:

- a) si $M_w > 8.7$ y $L > 500$ km, entonces la probabilidad de un tsunami gigantesco es alta;
- b) si $8.0 \leq M_w \leq 8.7$ y $L < 500$ km, entonces el tsunami probablemente será mayor;
- c) si $M_w < 8.0$ y $L < 250$ km, entonces el tsunami probablemente será de destructibilidad local.

Dados los resultados obtenidos con los tiempos de viaje del tsunami esperados, ambos eventos caen en la categoría de gigantesco.

6.5 CAMPO DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES SUPERFICIALES

Como era de esperarse, los desplazamientos verticales cubren un área más extensa y presentan valores mínimos y máximos más extremos para la zona dislocada por el terremoto de 1868 que en la correspondiente al evento de 1877. La explicación radica en la mayor longitud del plano de falla, y en virtud de la relación de escala (4.6), también se debe a un mayor valor de la dislocación promedio \bar{U} (de acuerdo con la ecuación (4.12) los desplazamientos (verticales) son directamente proporcionales a \bar{U}). No se observan mayores diferencias en cuanto al patrón general de los desplazamientos; lo que, sin duda, se debe a que el único parámetro que varió sustancialmente, entre uno y otro evento, fue la longitud de la falla. Todos estos comentarios son válidos, tanto al considerar una profundidad de enterramiento de la falla menor de 1 km, como cuando es de 5 km.

El efecto de aumentar para ambos eventos la profundidad de enterramiento de la falla a 5 km incide en varios aspectos. Por una parte disminuye el ancho de la falla, W , y con ello el momento sísmico, M_0 , también. Por otro lado, los desplazamientos máximos alcanzan valores muy superiores: para el terremoto de 1868

aumentan de 4.17m a 5.77m; y para el sismo de 1877 lo hacen de 3.15m a 4.35m. Los desplazamientos mínimos, en cambio, prácticamente no cambian. Como contrapartida, la extensión horizontal de la zona deformada es levemente menor cuando h es mayor. Así, para el evento de 1868 las dimensiones del rectángulo que encierra los desplazamientos mayores de 0.1m en valor absoluto son de 1260km por 400km cuando $h=0.5$ km; y de 1200km por 390km cuando $h=5.0$ km. Para el evento de 1877 las dimensiones son de 920km por 340km cuando $h=0.1$ km; y de 880km por 330km cuando $h=5.0$ km.

En principio, resulta paradójal que cuando el borde superior de la falla esté a 5km de profundidad se produzcan desplazamientos **verticales máximos** más grandes que cuando dicha profundidad es menor que 1km. La explicación radica en que no sólo es determinante en este aspecto la profundidad de enterramiento de la falla, sino también el ángulo de buzamiento pequeño (18°). Estos dos efectos combinados se traducen, en síntesis, en un mayor confinamiento local en torno del borde superior de la falla, cuando ésta está a 5km de la superficie. Por ende, los desplazamientos **horizontales máximos** son menores que cuando la falla está a menos de 1km de la superficie, es decir, existiría una suerte de "conversión" local de desplazamientos horizontales a desplazamientos verticales. Esta conclusión fue posible al comparar los campos de desplazamientos horizontales superficiales para las dos profundidades de enterramiento de falla utilizados: menos de 1km y 5km. Cabe destacar que todo este análisis está basado en un modelo que supone que la dislocación es uniforme en toda la extensión de la falla. En la realidad, la dislocación se distribuye en forma más irregular, tendiendo a ser mínima en los bordes de la zona de ruptura.

Si se contrasta las observaciones de hundimientos en Arica en 1868, y en Pisagua e Iquique en 1877 (ver secciones 3.2.2 y 3.2.3) con los desplazamientos que entrega el modelo de dislocación, se verá que la comparación es más evidente en Arica. De acuerdo con el modelo, debería haberse producido un hundimiento del orden de 0.5m en este puerto. El testimonio de la época dice: "La isla de Alacrán que servía de prisión en Arica, con las casas i presos que allí había, quedó sumergida." (von Hochstetter, 1868, 1869).

En el caso de Pisagua e Iquique, la comparación entre los desplazamientos observados y los que entrega el modelo no es evidente, pues el modelo está

construido suponiendo una falla recta. En la realidad, la zona de ruptura debió abarcar parte de la zona del recodo de Arica, por lo que la falla debió ser algo curva en su extremo norte, y, por lo tanto, el patrón de desplazamientos no habría sido tan parecido al que entrega el modelo; al menos, no tan parecido como aparentemente lo fue con el evento de 1868. De todos modos, el modelo predice hundimientos del orden de 1m, tanto para Pisagua como para Iquique, lo que cualitativamente concuerda con las observaciones. Las observaciones de Pisagua se refieren a que: "la tierra ha bajado considerablemente desde el terremoto del 9; hoy baña en las altas mareas terrenos y rocas que siempre han estado secos y con algunos edificios" (Vidal Gormaz, 1901). Y en Iquique: "El fondo del mar parece haberse hundido, puesto que varios peñascos de la bahía no son visibles ya, aún en bajamar" (Informe del Gobernador de Puerto, en Geinitz, 1878).

6.6 ENERGIA DE LOS TSUNAMIS

La principal observación que se puede hacer es que para ambos tsunamis, de acuerdo con el modelo de dislocación utilizado, el mecanismo de generación sería más eficiente ($\sim 15\%$ más eficiente) si la profundidad de enterramiento de la falla no fuera muy superficial. Es sabido que mientras más superficial sea la profundidad media de la zona de ruptura, tanto más grande puede ser el tsunami que genere (ver Fig. 2.2.2). Pero existiría una profundidad media óptima, sobre la cual en vez de aumentar la eficiencia del mecanismo, ésta disminuye (Kajiura, 1981). Por lo tanto, una profundidad del borde superior de la falla de 5km estaría más cercana a la profundidad óptima que una de menos de 1km. En todo caso, todo esto es consecuencia directa del efecto de "conversión" de desplazamientos de la horizontal a la vertical discutido en la sección anterior.

7. CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS PARA FUTURAS INVESTIGACIONES

7.1 CONCLUSIONES

Los principales resultados obtenidos en esta tesis se refieren a que:

- los anchos de las fuentes de los tsunamis de 1868, en el sur de Perú, y de 1877, en el norte de Chile, quedaron definidos por las distancias medias entre el eje de la fosa y la línea de la costa a todo lo largo de dichas fuentes. Luego, los anchos de las fuentes de los tsunamis fueron de 130km para el de 1868 y de 110km para el de 1877.
- los largos de las fuentes de los tsunamis de 1868 y 1877 quedaron definidos por los frentes finales de los diagramas de refracción inversa que fueron trazados desde puntos medianamente alejados y con tiempos de viaje del tsunami ajustados por los análisis de regresión. Por ende, las longitudes de las áreas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877 fueron de 680km y 510km, respectivamente.
- los anchos de las zonas de ruptura asociadas a los terremotos que generaron los tsunamis de 1868 y 1877 viene dados por el ancho de la zona de acoplamiento sísmico. El suponer que la ruptura abarcó todo el ancho de la zona de acoplamiento está basado en la experiencia de terremotos, de efectos tan devastadores como éstos, que así se han comportado. En consecuencia, los anchos de las zona de ruptura fluctuaron entre 135 y 150 km, dependiendo cuan profundo se haya supuesto que estuvieron enterradas las fallas activadas por estos eventos: 5km y menos de 1 km, respectivamente.
- los largos de las zonas de ruptura serían iguales a los largos de las fuentes de los tsunamis, es decir, 680 km y 510 km para los sismos de 1868 y 1877, respectivamente.
- las dislocaciones medias en las fallas fueron estimadas en 13.6 m, para el evento de 1868, y de 10.2 m, para el evento de 1877.
- el momento sísmico y la magnitud fueron respectivamente iguales a $4.0-4.5 \times 10^{22}$ Nm y 9.0, para el terremoto de 1868, e iguales a $2.3-2.5 \times 10^{22}$ Nm y 8.8-8.9, para el terremoto de 1877.

Además, se computaron los campos de desplazamientos verticales superficiales asociados a ambos terremotos, tanto con profundidades del borde superior de la falla

inferiores a 1 km, como iguales a 5.0 km. Paradójicamente, cuando tal profundidad era de 5 km se obtuvieron mayores desplazamientos positivos.

Finalmente, se estimó las energías de los tsunamis de 1868 y 1877, las que fluctuaron entre 3.8×10^{15} J y 4.4×10^{15} J, para el primero; y entre 1.6×10^{15} J y 1.9×10^{15} J, para el segundo. Estos valores representan menos de la centésima parte de la energía sísmica.

Los valores de las longitudes de las zonas de ruptura son sustancialmente mayores que las obtenidas por otros autores, usando mapas de isosistas. Consecuentemente, las estimaciones de momento sísmico y magnitud son algo mayores que las otras estimaciones, también. Las ubicaciones del límite sureste de la zona de ruptura de 1868 y del límite norte de la correspondiente de 1877 son consistentes con la estimadas con anterioridad. La ubicación del límite noroeste de la zona de ruptura de 1868 es coincidente con la intersección de la dorsal de Nazca con Sudamérica; y la ubicación del límite sur de la zona dislocada por el sismo de 1877 es coincidente con la península de Mejillones.

La localización de las zonas de generación de los tsunamis estudiados coincide con algunos rasgos tectónicos importantes: por ejemplo, la presencia de grandes cuencas en el talud continental superior, la casi carencia de sedimentos en el eje de la fosa del norte de Chile, la pobreza de sedimentos que hay en promedio en el eje de la fosa frente al sur de Perú, la abundancia de estructuras horst-graben en la placa oceánica descendente en el norte de Chile, no tan ubicuas como las fallas en escalón, etc..

Una importante enseñanza que se obtuvo durante este trabajo fue que no se podía aplicar la metodología de los diagramas de refracción en forma arbitraria. El supuesto implícito en esta técnica, que comúnmente no se menciona, es la relativa lejanía del borde del área de generación del tsunami respecto del punto, desde el cual se trazará un diagrama. Por lo tanto, si se traza un diagrama de refracción desde un punto en la costa que esté, de hecho, junto a, o en la fuente del tsunami, será trabajo en vano. El frente final de semejante diagrama inverso no señalará el borde del área de generación del tsunami. Por el contrario, al menos en el caso de Perú y Chile, la consistencia entre los distintos diagramas de refracción, que permitirían determinar los extremos de la fuente de un tsunami, hace valorar esta técnica en

CONCLUSIONES Y SUGERENCIAS

este contexto. Para efectos de decidir qué puntos de la costa son apropiados para iniciar el trazado de un diagrama de refracción inversa se debe echar mano de información adicional. Como en el caso de esta tesis, antecedentes tectónicos y sismológicos pueden dar una luz en este sentido. En el caso de no contar con este tipo de información, la alternativa es trazar diagramas desde todos los puntos que se tenga el dato de tiempo de viaje del tsunami. Una vez que se tiene la gráfica de todos estos diagramas se puede dilucidar dónde podría estar el límite entre los diagramas que entregan verdadera información y aquéllos que deben descartarse para un análisis posterior; procedimiento que también se siguió en esta tesis.

7.2 SUGERENCIAS PARA FUTURAS INVESTIGACIONES

Este trabajo permitió definir la localización de las áreas de generación de los tsunamis de 1868 y 1877 y computar el campo de desplazamientos que los generaron. La siguiente etapa consistiría en reconstruir estos tsunamis con un modelo numérico, tomando como punto de partida los resultados de esta tesis.

Otra idea interesante sería efectuar un análisis de inversión numérica con los mareogramas de los puertos que registraron estos tsunamis y contrastar los resultados que allí se obtuvieran con los de esta tesis.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Abe, Kuniaki, 1978. Determination of the fault model consistent with the tsunami, generation of the 1964 Niigata earthquake. *Marine Geodesy*, 1 (4): 313-330.
- Abe, Katsuyuki, 1973. Tsunami and mechanism of great earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 7: 143-153.
- Abe, Katsuyuki, 1975. Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. *J. Phys. Earth*, 23: 381-390.
- Abe, Katsuyuki, 1979. Size of great earthquakes 1837-1974 inferred from Tsunami data. *J Geophys. Res.*, 84 (B4): 1561-1568.
- Adams, W. M. y N. Nakashizuka, 1985. A working vocabulary for the tsunami study. *Science of Tsunami Hazards*, 3 (1): 45-51.
- Aida, I., 1978. Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. *J. Phys. Earth*, 26: 57-63.
- Aki, K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44: 73-88.
- Alexeev, A. S. y V. K. Gusiakov, 1974. Numerical modelling of tsunamic and seismic surface wave generation by a submarine earthquake. In *Tsunami Research Symposium 1974* (Heath, R. A. y M. M. Cresswell, Eds.), 243-251, Wellington, New Zealand.
- Alonso, M. y E. J. Finn, 1976. *Física. Vol. II: Campos y Ondas*. Fondo Educativo Interamericano, S. A., Bogotá, p. 271.
- Anderson, 1979. On the attenuation of the Modified Mercalli intensity with distance in United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68 (4): 1147-1179.
- Anderson, 1979. Estimating the seismicity from geological structure for seismic risk-studies. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 69: 135-158.
- Anderson, R., Langseth, M., Vacquier, V. y J Francheteau, 1976. New terrestrial heat-flow measurements on the Nazca plate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29: 243-254 (citado, no visto).
- Armento, W. J., 1970. Physical data for the planets, their satellites and some asteroids. In *Handbook of Chemistry and Physics*, 54th Edition, 1973-1974 (Weast, R. C., Ed.), Section F: Miscellaneous, F-160, CRC Press, Cleveland, Ohio.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Barrientos, S., 1980a. Nociones de Sismología. Apuntes no publicados.
- Barrientos, S., 1980b. Regionalización Sísmica de Chile. Tesis de Magister en Ciencias Mención Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, pp.
- Barrientos, S. y E. Kausel, 1990. Génesis y proceso de ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985. *Rev. de Geofísica*, 46: 3-18.
- Barazangi, M. y J. Dorman, 1969. World seismicity map compiled from ESSA Coast and Geodetic Survey epicenter data, 1961-1967. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 369-380.
- Barazangi, M. y B. L. Isacks, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- Barazangi, M. y B. L. Isacks, 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57: 537-555.
- Ben-Menahem, A. y M. Rosenman, 1972. Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 77 (17): 3097-3128.
- Billings, M. P., 1972. *Geología Estructural*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 564 pp. + XIV.
- Blondel, F., 1964. Carta géologique de l'Amerique de Sud. Conselho Nacional de Pesquisas, Brazil (citado, no visto).
- Bullard, F., 1962. Volcanoes of southern Peru. *Volcanol.*, 24: 443-453 (citado, no visto).
- Burden, R. y J. D. Faires, 1985. *Análisis Numérico*. Grupo Editorial Iberoamérica, Mexico, 721 pp.
- Byerly, P., 1926. The Montana earthquake of June 28, 1925, G.M.C.T.. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 16: 209-265 (citado, no visto).
- Byerly, P., 1928. The nature of the first motion in the Chilean earthquake of November 11, 1922. *Amer. J. Sci.*, 216: 232-236 (citado, no visto).
- Caldwell, J. G. et al., 1976. On the applicability of a universal elastic trench profile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31: 239-246 (citado, no visto).

- Campos, J. y D. Comte, 1989. Distribución espacio-temporal del régimen de esfuerzos en el sur de Perú y norte de Chile: ¿Evidencias de una etapa de madurez terminal de un ciclo sísmico? In Actas de las 5^{as} Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago. 291-302.
- Casertano, L., 1963. Catalogue of active volcanoes of the world. Pt. XV, Chilean continent. Internat. Assoc. Volcanology, Edditing Office, Roma, Ist. Geologia Applicata, 55 pp (citado, no visto).
- Comte, D., Eisenberg, A. y M. Pardo, 1988. Sismicidad y riesgo sísmico en el margen continental de Sud-América entre los 16°-22° Sur. In Primeras Jornadas Chilenas de Geofísica, Actas del V Congreso Geológico Chileno, F227-F246.
- Comte, D., Pardo, M. y A. Eisenberg, 1989. Análisis cuantitativo de los grandes terremotos del norte de Chile y sur del Perú: estimación del peligro sísmico. In Actas de las 5^{as} Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Santiago. 279-289.
- Comte, D. y M. Pardo, 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and Southern Peru Seismic gaps. Natural Hazards, 4: 23-44.
- Conte, S. D. y C. de Boor, 1974. Análisis Numérico Elemental. II Edición. Un Enfoque Algoritmico. McGraw-Hill, México, 418 pp. + XI.
- Couch, R., Whitsett, R. Huehn, B. y L. Briceño-Guarupe, 1981. Structures of the continental margin of Peru and Chile. In Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 703-726, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Coudert, J. F. y F. Raichlen, 1970. Discussion of "Wave refraction near San Pedro Bay, California", by Yua Jen. Journal of the Waterways, Harbors, and Coastal Engineering Division, ASCE, 96 (WW3): 737-747.
- Coulbourn, W. T., 1981. Tectonics of the Nazca Plate and continental margin of Western South America, 18°S to 23°S. In Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 587-618, Memoir 154, The Geological Society of America.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Coulbourn, W. T. y R. Moberly, 1977. Structural evidence of the evolution of fore-arc basins off South America. *Can. J. Earth Sci.*, 14: 102-116 (citado, no visto).
- Cox, A. (Ed.), 1973. *Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals*. W. H. Freeman and Company, San Francisco, pp. 285-286.
- Cox, D. C., 1984. Importance of local contemporary reports of effects of historical tsunamis in risk analysis. *Science of Tsunami Hazards*, 2 (2): 67-69.
- Curry, J. R. et al., 1977. Seismic refraction and reflection studies of crustal structure of the eastern Sunda and western Banda arcs. *J. Geophys. Res.*, 82: 2479-2489 (citado, no visto).
- Dalmayrac, B. et al., 1971. Carte géologique des terrains Paleozoïques et Précambriens du Pérou et de Bolivie. *Cahiers, Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, Serie Geologie*, Vol. 3, N°1 (citado, no visto).
- Dean, R. G. y R. A. Dalrymple, 1984. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 353 pp. + X.
- Danard, M. B. y T. S. Murty, 1989. On source of error in calculation of tsunami travel times. *Science of Tsunami Hazards*, 7 (2): 73-78.
- Devereux, B. J., 1985. The construction of digital terrain models on small computers. *Computers and Geosciences*, 11(6): 713-724.
- Dickinson, W. R., 1973. Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. *J. Geophys. Res.*, 78: 3376-3389 (citado, no visto).
- Dickinson, W. R. y D. R. Seely, 1979. Structure and stratigraphy of fore-arc regions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63: 2-31 (citado, no visto).
- Dorbath, L. Cisternas, A. y C. Dorbath, 1990. Assessment of the size of large and great earthquakes in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 (3): 551-576.
- Fedotov, S. A., 1965. Regularities of the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuril Islands and northeast Japan. *Tr. Inst Fiz. Zemli. Akad. Nauk. SSSR*, 36: 66-93 (citado, no visto).
- Fisher, R. L. y H. H. Hess, 1963. Trenches. In *The Sea*, Vol. 3: *The Earth Beneath the Sea* (Hill, M. N., Ed.), 411-436, Wiley Interscience, New York.

- Fisher, R. L. y R. W. Raitt, 1962. Topographical structure of the Peru-Chile Trench. *Deep-Sea Res.*, 9: 423-443.
- Furumoto, A. S., 1991. Source parameters of destructive tsunamis. *Science of Tsunami Hazards*, 9 (2): 95-113.
- Galli-Olivier, C., 1969. Climate—a primary control of sedimentation in the Peru-Chile Trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1849-1852 (citado, no visto).
- Geinitz, E. H., 1878. Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die durch dasselbe verursachte Erdbebenfluth im großen Ozean. *Nova Acta Ksl. Leopold. Carolin. Deutsch. Akad. Naturforscher*, 40 (9): 385-444.
- Getts, T. R., 1975. Gravity and tectonics of the Peru-Chile Trench and eastern Nazca plate, 0°-33°S. M. S. Thesis. Honolulu, University of Hawaii, 103 pp. (citado, no visto).
- Godoy, H., 1975. Efectos de un Tsunami Eventual Frente a las Costas de Valparaíso. Memoria de Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile.
- Godoy, H. y J. Monge, 1975. Metodología para la Evaluación del Riesgo de Tsunami. Publ. SES I 3-75 (115). Sección Ingeniería Estructural. Depto. Ingeniería Civil. Fac. Cs. Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. Santiago. 49pp + Anexos.
- González, D., 1985. Estudio de Tsunami en el Norte de Chile y su Influencia sobre el Puerto de Antofagasta. Memoria de Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile. 186pp.
- González, F. I., Fox, C. y E. N. Bernard, 1988. Tsunami source definition through pre- and post-event seafloor mapping. In *Proceedings of the Third Biennial National Ocean Service, International Hydrographic Conference*, 102-108, Baltimore, Mariland.
- Ham, C. y L. Herrera, 1963. Role of Subandean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador. In *Backbone of the Americas* (Childs, O. y B. Bube, Eds.), 47-61, American Association of Petroleum Geologists Memoir 2 (citado, no visto).
- Hammack, J. L., 1973. A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth. *J Fluid. Mech.*, 60 (P.4): 769-799.
- Hanschumacher, D. W., 1976. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. In *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin, A Volume in Honor of George P. Woollard* (Sutton, G. H., Manghnani, M. H. y R. Moberly, Eds., McAfee, E. U., Assoc. Ed.), 177-202, American Geophysical Union Monograph 19.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Hanks, T. C. y H. Kanamori, 1979. A moment magnitude scale. *J. Geophys. Res.*, 84 (B5): 2348-2350.
- Hantke, G. y A. Parodi, 1966. Catalogue of the active volcanoes of the world. Pt. XIX, Colombia, Ecuador and Peru. *Internat. Assoc. Volcanology*, Edditing Office, Roma, *Ist. Geologia Applicata*, 73 pp (citado, no visto).
- Hatori, T., 1965. On the tsunami which accompanied the Niigata Earthquake of June 16, 1964.— Source deformation, propagation and tsunami run-up. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 43: 129-148.
- Hatori, T., 1966. Vertical displacement in a tsunami source area and the topography of the sea bottom. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44: 1449-1464.
- Hatori, T., 1968. Study on distant tsunamis along the coast of Japan. Part 2, tsunamis of South American origin. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46: 345-359.
- Hatori, T., 1969. Dimensions and geographic distribution of tsunami sources near Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47: 185-214 (citado, no visto).
- Hatori, T., 1974. Tsunami off the Nemuro Peninsula in June 1973, and the tsunami generation in East Hokkaido. In *Tsunami Research Symposium 1974* (Heath, R. A. y M. M. Cresswell, Eds.), *Roy. Soc. New. Zeal. Bull.* 15, 61-70, Wellington, New Zealand.
- Hayes, D. E., 1966. A geophysical investigation of the Peru-Chile trench. *Marine Geology*, 4: 309-351.
- Hayes, D. E. y M. Ewing, 1970. Pacific boundary structure. In *The Sea*, Vol.4, Part II (Maxwell, A. E., Ed.), 29-72, Wiley Interscience, New York.
- Hirsch, M. W. y S. Smale, 1983. *Ecuaciones Diferenciales, Sistemas Dinámicos y Algebra Lineal*. Alianza Editorial, S. A. Madrid, 490 pp.
- Honda, K., Terada, T. Yoshida, Y. y D. Ishitani, 1908 a. Secondary undulations of oceanic tides. *J. Coll. Sci.*, 24: 1-113.
- Honda, K., Terada, T. Yoshida, Y. y D. Ishitani, 1908 a. Secondary undulations of oceanic tides. *Publications of the Earthquake Investigations Committee in Foreign Languages*, Tokyo, Nº 26.
- Howell, B. F. Jr., 1962. *Introducción a la Geofísica*. Ediciones Omega, S. A., Barcelona, 435 pp.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Hussong, D. M., Edwards, P. B., Johnson, S. H., Campbell, J. F. y G. H. Sutton, 1976. Crustal structure of the Peru-Chile trench: 18°-12°S latitude. In *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin, A Volume in Honor of George P. Woollard* (Sutton, G. H., Manghnani, M. H. y R. Moberly, Eds., McAfee, E. U., Assoc. Ed.), 71-86, American Geophysical Union Monograph 19.
- Hwang, L.-S. y D. Divoky, 1970. Tsunami generation. *J. Geophys. Res.*, 75 (33): 6802-6817.
- Iida, K., 1956. Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the islands of Japan. *J. Earth. Sci.*, 4: 1-43 (citado, no visto).
- Iida, K., 1963. Magnitude of tsunamigenic earthquake aftershock area, and area of tsunami origin. *Geophysical Papers*, 115-124.
- Iida, K., 1970. The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. In *Tsunamis in the Pacific Ocean* (Adams, W. M., Ed.), 3-18, East West Center Press, Honolulu, Hawaii (citado, no visto).
- Iida, K., 1985. Activity of tsunamigenic earthquakes around the Pacific. In *Proceedings of the International Tsunami Symposium*, 1-6, IUGG, Sidney, B. C., Canada.
- Iida, K., Cox, D. y G. Pararas-Carayanis, 1967. Preliminary Catalog of Tsunamis Occurring in the Pacific Ocean. Univ. Hawaii, Inst Geophys., Data Rep. 5 HIG-67-10.
- Imamura, A., 1949. List of tsunami in Japan. *Zisin*, Ser. 2, 2: 23-28 (citado, no visto).
- Ippen, A. T. (Ed.), 1965. *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. McGraw-Hill Book Company, Inc., N. Y., 744 pp. + XVII.
- Isacks, B. L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, 93 (B4): 3211-3231.
- Isacks, B., Oliver, J. y L. R. Sykes, 1968. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 73: 5855-5899.
- Isacks, B. y P. Molnar, 1969. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 223: 1121-1124.
- Isacks, B. L. y M. Barazangi, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* (Talwani, M. y W. C. Pitman III, Eds.), 99-114, Maurice Ewing Ser., Vol. 1, AGU, Washington D. C.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Iwabuchi, Y., 1968. Submarine geology off the Kii Peninsula, southwest Japan. In *Island Arc and Ocean* (Honsino, M. y H. Aoki, Eds.), 149–159, Tokai University Press, Tokyo (citado, no visto).
- Iyer, H. M., 1970. Seismology. In *Global Geophysics* (Sutton, G. Ed.), 67–144, English Universities Press.
- Jischke, M., 1975. On the dynamics of descending lithospheric plates and slip zones. *J. Geophys. Res.*, 80: 4809–4813.
- Johnson, S. H. y G. Ness, 1981. Shallow structures of the Peru Margin. In *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 525–544, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Jordan, T., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A. y J. A. Clifford, 1983. Andean tectonics related to the geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 341–361.
- Julian, B. R., 1970. Ray tracing in arbitrarily heterogeneous media. Technical Note 1970–45, Lincoln Laboratory, MIT, Lexington, MA., 17 pp. + III.
- Kagan, Y. Y. y D. D. Jackson, 1991. Seismic gap hypothesis: ten years after. *J. Geophys. Res.* (B13): 21419–21431.
- Kajiura, K., 1974. Source mechanism of earthquake and tsunami generation—a review. In *Tsunami Research Symposium 1974*, (Heath, R. A. y M. M. Cresswell, Eds.), Roy. Soc. New. Zeal. Bull. 15, 231–239, Wellington, N. Z.
- Kajiura, K., 1979. Tsunami generation. In *Tsunamis: Proceedings of the National Science Foundation Workshop* (Hwang, L.-S. y Y. K. Lee, Eds.), 15–40, Tetra Tech. Inc., Pasadena, Ca.
- Kajiura, K., 1981. Tsunami generation in relation to parameters of the earthquake fault model. *Bull. Eartq. Res. Inst.*, 56: 415–440.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 82 (20): 2981–2987.
- Kanamori, H., 1979. Characteristics of ground motions. In *Tsunamis: Proceedings of the National Science Foundation Workshop* (Hwang, L.-S. y Y. K. Lee, Eds.), 10–11, Tetra Tech. Inc., Pasadena, Ca.
- Karig, D., 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2: 51–76 (citado, no visto).

- Karig, D. E. y G. F. Sharman, 1975. Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 377–389 (citado, no visto).
- Karig, D. E. et al., 1979. Structure and Cenozoic evolution of the Sunda arc in the central Sumatra region. In *Geophysical Investigations of Continental Slopes and Rises* (Watkins, J. S., Ed.), 223–237, American Association of Petroleum Geologists Memoir 29.
- Katz, H. R., 1971. Continental margin in Chile—Is tectonic style compressional or extensional? *American Society of Petroleum Geologists Bulletin*, 55:1753–1758. (citado, no visto).
- Kausel, E., 1986a. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el Sur de Peru y Norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, 3: 8–12.
- Kausel, E., 1986b. Proceso sísmico, parámetros focales y réplicas del sismo del 3 de marzo, 1985. In *El Sismo del 3 de Marzo 1985, Chile* (Monge, J., Ed.), 31–42, Editorial Acero Comercial, S. A., Santiago, Chile, 2ª Edición.
- Kausel, E., 1992. Comunicación personal.
- Kelleher, J. A., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geophys. Res.*, 77 (11): 2087–2103.
- Kelleher, J., Sykes, L. y J. Oliver, 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, 78 (14): 2547–2585.
- Kelleher, J., Savino, J., Rowlett, H. y W. McCann, 1974. Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs. *J. Geophys. Res.*, 79 (32): 4889–4899.
- Kelleher, J. y W. McCann, 1976. Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *J. Geophys. Res.*, 81 (26): 4885–4896.
- Kelleher, J. y W. McCann, 1977. Bathymetric highs and the development of convergent plate boundaries. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins* (Talwani, M. y W. C. Pitman III, Eds), 115–122, Maurice Ewing Ser., Vol. 1, AGU, Washington D. C.
- Kieckhefer, R. M. et al., 1980. Seismic refraction studies of the Sunda trench and fore-arc basin. *J. Geophys. Res.*, 85: 863–889 (citado, no visto).
- Kincaid, C. y P. Olson, 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *J. Geophys. Res.*, 92 (B13): 13832–13840.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Kinsman, B., 1965. Wind Waves, Their Generation and Propagation on the Ocean Surface. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 676 pp. + XXIII.
- Kowalik, Z. y T. S. Murty, 1987. Influence of the size, shape, and orientation of the earthquake source area in the Shumagin seismic gap on the resulting tsunami. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 1057-1062.
- Kowalik, Z. y P. M. Whitmore, 1991. An investigation of two tsunamis recorded at Adak island, Alaska. *Science of Tsunami Hazards*, 9 (2): 67-83.
- Kulm, L. D. et al., 1973. Tholeiitic basalt ridge in the Peru Trench. *Geology*, 1: 11-14 (citado, no visto).
- Kulm, L. D. et al., 1974. Transfer of Nazca Ridge pelagic sediments to the Peru continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 769-780 (citado, no visto).
- Kulm, L. D., Schweller, W. J. y A. Masias, 1977. A preliminary analysis of the subduction processes along the Andean continental margin, 6° to 45°S. In *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back Arc Basins*, Maurice Ewing Ser., Vol. 1, 285-301, AGU, Washington, D. C.
- Kulm, L. D., Prince, R. A., French, W., Johnson, S. y A. Masias, 1981. Crustal structure and tectonics of the central Peru continental margin and trench. In *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 445-468, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Lahee, F. H., 1961. *Field Geology*. McGraw-Hill Book Company, Inc., N. Y., 926 pp. + XXXI.
- Lander, J., 1985. Tsunami data base. In *First International Tsunami Workshop on Tsunami Analyses, Prediction and Communications*. Sidney, B. C., Canada. Intergovernmental Oceanographic Commision, Workshop Report No. 40-Supplement, UNESCO, 19-47.
- Lister, C. R. B., 1971. Tectonic movement in the Chile Trench. *Science*, 173: 719-722.
- Lockridge, P., 1985. Tsunamis in Peru-Chile. Report SE-39. World Data Center A for Solid Earth and Geophysics. Boluder, CO, 97 pp. + V.
- Love, A. E. H., 1944. *A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity*. Fourth Edition. Dover Publications, New York, 643pp + XVIII.

- Madariaga, R., 1979. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity. *J. Geophys. Res.*, 84 (B5): 2243–2250.
- Madariaga, R., 1983. Earthquakes source theory: a review. In *Proceedings of the International School of Physics "Enrico Fermi", Course LXXXV "Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation"*, Varena, Italia, Junio–Julio 1982 (Kanamori, H y E. Boschi, Eds.), 1–44, North Holland Publishing Company, Amsterdam, para la Società Italiana di Fisica.
- Mammerickx, J., Smith, S., Taylor, I. y T. Chase, 1974. Bathymetry of the South Pacific. Charts 15 and 21. *Scripps Institution of Oceanography Tech. Repts.* 48A, 54A.
- Mammerickx, J. y S. M. Smith, 1978. Bathymetry of the southeast Pacific. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MC-26, escala 1:6.442.194.
- Mammerickx, J., Herron, E. y L. Dorman, 1980. Evidence for two fossil spreading ridges in the southeast Pacific. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 263–271.
- Mansinha, L. y D. E. Smylie, 1971. The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61 (5): 1433–1440.
- Maruyama, T., 1963. On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41: 467–486.
- Maruyama, T., 1964. Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42: 289–368.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R. y J. Krause, 1978. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries. *U. S. G. S. Open File Report 78–943*, In *Proceedings of Conference VI, Methodology for Identifying Seismic Gaps and Soon-to-Break Gaps*, 441–584.
- McCann, W. R., Nishenko, S. P., Sykes, L. R. y J. Krause, 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries. *Pure Appl. Geophys.*, 117: 1082–1147 (citado, no visto).
- Mégard, F. H. Phillip, 1976. Plio–Quaternary tectonomagnetic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33: 231–238 (citado, no visto).
- Minster, J. B. y T. H. Jordan, 1978. Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83 (B11): 5331–5354.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Mirchina, N. R. y E. N. Pelinovsky, 1981. The dependence of tsunami wave period on the source dimensions. *Marine Geodesy*, 5 (3): 201-208.
- Miyabe, N., 1934. An investigation of the Sanriku tsunami based on the mareogram data. *Bull. Earthq. Res. Inst. Suppl.*, Vol. 1.
- Mogi, K., 1968. Some features of recent seismic activity in and near Japan (I). Development of aftershock areas of great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46: 1225-1236 (citado, no visto).
- Mogi, K., 1969. Some features of recent seismic activity in and near Japan (II). Activity before and after great earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47: 395-417 (citado, no visto).
- Momoi, T., 1962. The directivity of tsunamis (1) The case of instantaneously and uniformly elevated wave origin. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40: 297-307.
- Momoi, T., 1963. Some remarks on generation of waves from elliptical wave origin. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 41: 1-8.
- Momoi, T., 1963. Tsunami in the vicinity of a wave origin [I]. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42: 133-146.
- Momoi, T., 1963. Tsunami in the vicinity of a wave origin [II]. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42: 369-381.
- Monge, J., 1986. Tsunami: diagramas de refracción, estudio de tsunamis chilenos reales y eventuales. In *Seminario de Riesgo Sísmico en la Zona de Arica*. Arica, Chile.
- Montessus de Ballore, F., 1911-1916. *Historia Sísmica de los Andes Meridionales*. Editorial Cervantes, Santiago, Chile.
- Mortimer, C., 1972. The evolution of the continental margin of northern Chile. In *24th International Geological Congress, Montreal, Section 8*: 48-52 (citado, no visto).
- Murty, T. S., 1977a. Deep water signature of a tsunami. *Marine Geodesy*, 1 (1): 73-102.
- Murty, T. S., 1977b. *Seismic Sea Waves-Tsunamis*. Fisheries Res. Board Canada, Bull. 198, Ottawa, 337 pp.
- Murty, T. S. El-Sabh, M. I. y Y. Gratton, 1984. Hurst phenomenon in tsunami-genic earthquake data. *Science of Tsunami Hazards*, 2 (1): 55-63.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Nakano, H., 1923. Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquakes motions. Japan, Central Meteorol. Observ., Seismol. Bull., 1: 92-120 (citado, no visto).
- Neter, J. Y W. Wasserman, 1974. Applied Linear Statistical Models. Regression, Analysis of Variance, and Experimental Designs. Richard D. Irwin, Inc., Homewood, Illinois, Irwin-Dorsey Limited, Georgetown, Ontario, 842 pp. + XVII.
- Nishenko, S. P., 1985. Seismic potential for large and great interplate earthquakes along the Chilean and Southern Peruvian margins of South America: A quantitative reappraisal. J. Geophys. Res. 90 (B5): 3589-3615.
- Nishenko, S. P. y W. R. McCann, 1979. Large thrust earthquakes and tsunamis: implications for the development of fore arc basins. J. Geophys. Res. 84 (B2): 573-584.
- Nishenko, S. P. y W. R. McCann, 1981. Seismic potential for the world's major plate boundaries. In Earthquake Prediction: An International Review (Simpson, D. W. y P. G. Richards, Eds.), 20-28, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, AGU, Washington D. C.
- Noble, D., 1978. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Andes of Peru: Summary of on-land geological data (abs.). Am. Geophys. Union Trans. EOS, 59: 383 (citado, no visto).
- Noble, D. y E. McKee, 1977. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca Plate: Comment. Geology, 5: 576-578 (citado, no visto).
- Nur, A., 1981. Rupture mechanics of plate boundaries. In Earthquake Prediction: An International Review (Simpson, D. W. y P. G. Richards, Eds.), Maurice Ewing Ser., Vol. 4, AGU, Washington, D. C.
- Nur, A. y Z. Ben-Avraham, 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. In Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 729-740, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Okal, E., 1982a. Higher moment excitation of normal modes and surface waves. J. Phys. Earth, 30: 1-31.
- Okal, E., 1982b. Mode wave equivalence and other asymptotic problems in tsunami theory. Phys. Earth Planet. Inter., 30:1-11.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Okal, E., 1988. Seismic parameters controlling far field tsunami amplitudes: a review. *Natural Hazards*, 1 (1): 67-96.
- Okal, E., 1990. Single forces and double-couples: A theoretical review of their relative efficiency for the excitation of seismic and tsunami sources. *J. Phys. Earth*, 38: 445-474.
- Paredes, J. y F. Mégard, 1972. Carte structurale schematique des Andes de Pérou. Laboratoire de Geologie Structurale de Montpellier (distribuido privadamente) (citado, no visto).
- Parsons, B. y P. Molnar, 1976. The origin of outer topographic rises associated with trenches. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 45: 707-712 (citado, no visto).
- Paskoff, R. P., 1977. Quaternary of Chile: The state of research. *Quaternary Research*, 8: 2-31 (citado, no visto).
- Pilasi, J., 1978. Riesgo de Tsunami en Bahía de Quintero. Memoria de Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile. 200 pp.
- Pilger, R. H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low angle subduction beneath the Andes. Part I. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92: 448-456.
- Plafker, G., 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: implications of arc tectonics. *J. Geophys. Res.*, 77 (5): 901-925.
- Plafker, G., 1979. Fault mechanisms and frequencies of occurrence. In *Tsunamis: Proceedings of the National Science Foundation Workshop* (Hwang, L.-S. y Y. K. Lee, Eds.), 7-9, Tetra Tech. Inc., Pasadena, Ca.
- Plafker, G. y J. C. Savage, 1970. Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 1001-1030.
- Ponce, L., 1992. Comunicación personal.
- Prince, R. A. y L. D. Kulm, 1975. Crustal rupture and the initiation of imbricate thrusting in the Peru-Chile Trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: 1639-1653 (citado, no visto).
- Prince, R. A., Schweller, W. J., Coulbourn, W. T., Shepard, G. L., Ness, G. E., y A. Masias, 1980. Bathymetry of the Peru-Chile Continental Margin and Trench. 9 maps, scale 1:1.000.000. Map Chart. Ser. MC-34, Geol. Soc. Am., Boulder, Colorado.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Ramírez, D., 1988. Estimación de Algunos Parámetros Focales de Grandes Terremotos Históricos Chilenos. Tesis de Magister en Ciencias, mención Geofísica, U. de Chile (citado, no visto).
- Richards, A. F., 1962. Catalogue of active volcanoes of the world. Pt. XIV, Islas Juan Fernández. Internat. Assoc. Volcanology, Edditing Office, Roma, Ist. Geologia Applicata, 50 pp (citado, no visto).
- Rikitake, T., 1976. Recurrence of great earthquakes at subduction zones. *Tectonophysics*, 35: 335–362.
- Rodríguez, R., Cabré, R. y A. Mercado, 1976. Geometry of the Nazca Plate and its geodynamics implications. In *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin* (Sutton, G. H., Manghnani, M. H. y R. Moberly, Eds., McAfee, E. U., Assoc. Ed.), 87–103, AGU.
- Rosato, V. J., Kulm, L. D. y P. S. Derks, 1975. Surface sediments of the Nazca plate. *Pacific Science*, 29: 117–130 (citado, no visto).
- Ruff, L. y H. Kanamori, 1980. Seismicity and the subduction process. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23: 240–252.
- Ruff, L. J., 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? *Pure Appl. Geophys.*, 129: 263–282 (citado, no visto).
- Rutland, R. W. R., 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233: 252–255 (citado, no visto).
- Sacks, I. S., 1977. Interrelationships between volcanism, seismicity, and anelasticity in Western South America. In *Subduction Zones, Mid–Ocean Ridges, Ocean Trenches and Geodynamics* (Uyeda, S., Ed.), *Tectonophysics*, 37: 131–139.
- Sánchez, G., 1986. Estudio del Tsunami del 22.5.1960. Sur de Chile. Memoria de Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile. 162pp.
- Sánchez, G. y J. Monge, 1986. Estudio del tsunami del 22.5.1960. Sur de Chile. In *Memorias de las IV Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, D1–D14, Tomo 1, Viña del Mar, Chile.
- Santô, T., 1969. Characteristics of seismicity in South America. *Bull. EArtq. Res. Inst.*, 47: 635–672.
- Satake, K., 1985. The mechanism of the 1983 Japan Sea earthquake as inferred from long–period surface waves and tsunamis. *Phys Earth Planet. Inter.*, 37: 249–260.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Satake, K., 1986. Re-examination of the 1940 Shakotan-Oki earthquake and the fault parameters of the earthquakes along the Eastern margin of the Japan Sea. *Phys Earth Planet. Inter.*, 43: 137-147.
- Satake, K., 1987. Inversion of tsunami waveforms for the estimation of a fault heterogeneity: Method and numerical experiments. *J. Phys. Earth*, 35: 241-254.
- Satake, K., 1988. Effects of bathymetry on tsunami propagation: Application of ray tracing to tsunamis. *Pure Appl. Geophys.*, 126 (1): 27-36.
- Satake, K., 1989. Inversion of tsunami waveforms for the estimation of heterogeneous fault motion of large earthquakes: The 1968 Tokachi-Oki and 1983 Japan Sea earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 94 (B5): 5267-5636.
- Satake, K., Okafa, M. y K. Abe., 1988. Tide gauge response to tsunamis: Measurements at 40 tide gauge stations in Japan. *J. Mar. Res.*, 46:557-571.
- Scheid, F., 1977. Introducción a las Ciencias de las Computadoras. Segunda edición. Serie Schaum de Computación, Editorial McGraw-Hill,
- Schneider, J. F. y I. S. Sacks, 1987. Stress in the contorted Nazca Plate beneath Southern Peru from local earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92 (B13): 13887-13902.
- Scholz, C. H., 1982a. Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 (1): 1-14.
- Scholz, C. H., 1982b. Scaling relations for strong ground motion in large earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 (6):1903-1909.
- Scholz, C. H., 1989. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.
- Scholz, C. H., Aviles, C. A. y S. G. Wesnousky, 1986. Scaling differences between large interplate and intraplate earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76 (1): 65-70.
- Shore Protection Manual, 1984. U. S. Army Corps of Engineers. Vol. 1.
- Schweller, W. J., 1976. Chile Trench: Extensional rupture of oceanic crust and the influence of tectonics on sediment distribution. M. S. Thesis, Corvallis, Oregon State University, 90 pp.
- Schweller, W. J. y L. D. Kulm, 1975. Crustal rupture of the Nazca Plate within the Chile Trench (abs.). In 13th Pacific Science Congress, p. 413 (citado, no visto).

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Schweller, W. J. y L. D. Kulm, 1978a. Depositional patterns and channelized sedimentation in active eastern Pacific trenches. In *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches* (Stanley, D. J. y G. Kelling, Eds.), 311–324, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Schweller, W. J. y L. D. Kulm, 1978b. Extensional rupture of oceanic crust in the Chile Trench. *Marine Geology*, 28: 271–291 (citado, no visto).
- Schweller, W. J., Kulm, L. D. y R. A. Prince, 1981. Tectonics, structure, and sedimentary framework of the Peru–Chile Trench. In *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 323–349, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Seely, D. R., 1979. The evolution of the structural highs bordering major fore–arc basins. In *Geophysical Investigations of Continental Slopes and Rises* (Watkins, J. S. et al., Eds.), 245–260, American Association of Petroleum Geologists Memoir 29 (citado, no visto).
- Shore Protection Manual, Vol. I, Fourth Edition, 1984. Department of the Army Waterways Experiment Station, Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.
- Silgado, E., 1974. Historia de los grandes tsunamis producidos en la costa de América del Sur (1515–1922). Centro Regional de Sismología para América del Sur. Lima, Perú.
- Silgado, E., 1978. Recurrence of tsunamis in the western coast of South America. *Marine Geodesy*, 1 (4): 347–354.
- Silgado, E., 1985. Terremotos Destructivos en América del Sur 1530–1894. Proyecto SISRA, Vol. 10, CERESIS.
- Simkin, T., Siebert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C. y J. H. Latter, 1981. *Volcanos of the World.*, Academic, Troy, Mo., 233 pp.
- Smalley, R. JR. Y B. L. Isacks, 1990. Seismotectonics of thin– and thick–skinned deformation in the Andean foreland from local network data: evidence for a seismogenic lower crust. *J. Geophys. Res.*, 95 (B8): 12487–12498.
- Smith, P. J., 1975. *Temas de Geofísica*. Editorial Reverté, S. A., Barcelona, 286 pp. + XIII.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Sobel, P. A. y D. H. von Seggern, 1978. Applications of surface-wave ray tracing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68: 1359-1379.
- Soloviev, S. L., 1970. Recurrence of tsunamis in the Pacific. In *Tsunamis in the Pacific Ocean* (Adams, W. M., Ed.), 149-163, East West Center Press, Honolulu, Hawaii (citado, no visto).
- Soloviev, S. L., 1985. Seismological and hydrophysical foundations of short-term tsunami prediction. In *First International Tsunami Workshop on Tsunami Analyses, Prediction, and Communications*, I. O. C. Workshop Report N° 40-Supplement, Sidney, B. C., Canada.
- Soloviev, S. L. y Ch. N. Go, 1975. A catalogue of tsunamis on the eastern shore of the Pacific Ocean (1513-1968). Nauka Publishing House, Moscow, U. S. S. R., 204 pp., *Can. Trans. Fish. Aquat. Sci* 5078, 1984.
- Sotomayor, J., 1979. *Lições de Ecuacoes Diferenciais Ordinarias*. Ed. IMPA, Instituto de Matematicas Pura y Aplicada, Sao Paulo, 327 pp.
- Stauder, W., 1973. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.*, 78 (23): 5033-5061.
- Stauder, W., 1975. Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80 (8): 1053-1064.
- Sykes, L. R., 1971. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. *J. Geophys. Res.*, 76: 8021-8041 (citado, no visto).
- Sykes, L. R. y R. C. Quittmeyer, 1981. Repeat times of great earthquakes along simple plate boundaries. In *Earthquake Prediction: An International Review* (Simpson, D. W. y P. G. Richards, Eds.), 217-247, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, AGU, Washington, D. C.
- Taussig, J. K. (Cap. de Navío U. S. Navy), 1926. El terremoto y el maremoto de Arica en 1868. Traducido del U. S. Naval Proceedings por el E. M. de Marina. *Revista de Marina*, Sep.-Oct. 1926, 71 (414): 691-701.
- Thatcher, W., 1989. Earthquake recurrence and risk assessment in circum-Pacific seismic gaps. *Nature*, 341: 432-434 (citado, no visto).
- Thatcher, W., 1990. Order and diversity in the modes of Circum-Pacific earthquake recurrence. *J. Geophys. Res.*, 95 (B3): 2609-2623.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Thompson, P. B., 1983. The High and dry Wateree. Proceedings U. S. Naval Institute Volume 109/8/966: 72B-72D.
- Thornburg, T. y L. D. Kulm, 1981. Sedimentary basins of the Peru continental margin: Structure, stratigraphy and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude. In Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence (Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong, Eds., Roderick, R., Assoc. Ed.), 393-422, Memoir 154, The Geological Society of America.
- Tichelaar, B. W. y L. Ruff., 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. J. Geophys. Res., 96 (B7): 11997-12022.
- Timino, D. (Ed.), 1929. A traveller of the Sixties. Being extracts from the Diaries kept by the late James Frederick Stevenson of his journeying and explorations in Brazil, Peru, Argentina, Patagonia, Chile and Bolivia during the years 1867-1869. Constable..., London, 304 pp. y mapas.
- Utsu, T., 1974. Space-time pattern of large earthquakes occurring off the Pacific coast of the Japanese Islands. J. Phys. Earth, 22: 325-342 (citado, no visto).
- Uyeda, S., 1974. Northwest Pacific trench margins. In The Geology of Continental Margins (Burk, C. A. y C. L. Drake, Eds.), 473-491, Springer-Verlag, New York (citado, no visto).
- Uyeda, S., 1980. La Nueva Concepción de la Tierra. Continentes y Océanos en Movimiento. Editorial Blume, Barcelona, 269 pp.
- Uyeda, S. y H. Kanamori, 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., 84 (B3): 1049-1061.
- Van Dorn, W. G., 1965. Tsunamis. In Advances in Hydrosience Vol. 2 (Chow, V. T., Ed.), 1-48, Academic Press.
- Vidal Gormaz, F., 1901. Algunos Naufragios Ocurridos en las Costas Chilenas Desde su Descubrimiento Hasta Nuestros Días. Santiago.
- Vogt, P. R. et al., 1976. Subduction of aseismic oceanic ridges: Effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries. Geol. Soc. Am. Special Paper 172, 59 pp. (citado, no visto).
- Voit, S. S., 1987. Tsunamis. Ann. Rev. Fluid Mech., 19: 217-236.
- Von Hochstetter, F., 1869. Die Erdbebenfluth in Pazifischen Ozean vom 13. bis 18. August 1868, nach Beobachtungen an der Küste von Australien (Dritte Mitteilung). Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, 60 (6-10): 818-822.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Von Huene, R., 1974. Modern trench sediments. In *The Geology of Continental Margins* (Burk, C. A. y C. L. Drake, Eds.), 207–211, Springer–Verlag, New York (citado, no visto).
- Von Huene, R., 1979. Structure of the outer convergent margin off Kodiak island, Alaska, from multichannel seismic records. In *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins* (Watkins, J. S. et al., Eds.), 261–272, American Society of Petroleum Geologists Memoir 29 (citado, no visto).
- Ward, S. N., 1980. Relationships of tsunami generation and an earthquake source. *J. Phys. Earth*, 28: 441–474.
- Ward, S. N., 1981. On tsunami nucleation I. Apoint source. *J. Geophys. Res.*, 86 (B9): 7895–7900.
- Ward, S. N., 1982. On tsunami nucleation II. An instantaneous modulated line source. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27: 273–285.
- Watts, A. G. y M. Talwani, 1974. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36: 57–90 (citado, no visto).
- Wdowinski, S., O'Connell, R. J. y P. England, 1989. A continuum model of continental deformation above subduction zones: application to the Andes and the Aegean. *J. Geophys. Res.*, 94 (B8): 10331–10346.
- Wiegel, R. L., 1964. *Oceanographical Engineering*. Prentic–Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J., 532 pp. + XI.
- Wiegel, R. L., 1970. Tsunamis. In *Earthquake Engineering* (Wiegel, R. L., Ed.), Cap. 11, 253–306, Prentic–Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J.
- Wilson, J. T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207: 343–347.
- Wortel, R., 1980. Age-dependent subduction of oceanic lithosphere. Ph. D. thesis. State University of Utrecht, Utrecht, The Netherlands, 147 pp (citado, no visto).
- Wortel, M. J. R. y N. J. Vlaar, 1978. Age-dependent subduction of oceanic lithosphere beneath South America. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 17: 201–208.
- Yamashita, T. y R. Sato, 1974. Generation of tsunami by a fault model. *J. Phys Earth*, 22: 415–440.
- Zeigler, J. M., Athearn, W. D. y H. Small, 1957. Profiles across the Peru–Chile trench. *Deep–Sea Res.*, 4: 238–249.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Zeil, W., 1964. Geologie von Chile. Gebruder Borntraeger, Berlin, 210 pp (citado, no visto).

ANEXOA.1 TABLAS DE EFECTOS DE LOS TSUNAMIS DE 1868 Y 1877

Tabla A.1.1 Efectos en Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868 (Lockridge, 1985)

PAIS	LOCALIDAD O REGION	LAT. [° S]	LON. [° W]	RUNUP (m)	DAÑOS
PERU	TAMBO	07.58	78.70	—	X
PERU	TRUJILLO	08.10	79.00	—	X
PERU	CASMA	09.50	78.30	2.5	
PERU	EL CALLAO	12.08	77.13	4.0	X
PERU	SAN VICENTE DE CAÑETE	13.00	76.30	—	X
PERU	ISLAS CHINCHAS	13.65	76.40	—	X
PERU	PISCO	13.77	76.70	—	X
PERU	CHALA	15.85	74.22	15.0	X
PERU	MOLLEND0	17.00	72.00	—	X
PERU	ISLAY	17.03	72.10	12.0	
PERU	ILO	17.70	71.33	—	X
CHILE	ARICA	18.48	70.33	15.0	X
CHILE	PISAGUA	19.57	70.23	—	X
CHILE	IQUIQUE	20.25	70.13	12.0	X
CHILE	TOCOPILLA	22.08	70.17	—	X
CHILE	COBIJA	22.55	70.25	—	X
CHILE	MEJILLONES	23.05	70.42	6.0	X
CHILE	TALTAL	25.43	70.55	—	
CHILE	CHAÑARAL	26.38	70.67	—	X
CHILE	CALDERA	27.07	70.83	—	X
CHILE	CARRIZAL BAJO	28.13	71.25	—	X
CHILE	COQUIMBO	29.95	71.42	7.5	X
CHILE	ISLAS JUAN FERNANDEZ	33.00	80.00	2.0	X
CHILE	VALPARAISO	33.08	71.67	—	
CHILE	CONSTITUCION	35.33	72.42	3.5	X
CHILE	TOME	36.63	72.95	4.5	X
CHILE	TALCAHUANO	36.67	73.17	4.0	X
CHILE	CORONEL	36.98	73.17	—	
CHILE	LOTA	37.12	73.17	—	
CHILE	ARAUCO	37.25	73.32	—	
CHILE	LEBU	37.63	73.72	—	
CHILE	CORRAL	39.86	73.42	4.0	
CHILE	ISLA DE CHILOE (ANCUD)	41.87	73.83	—	
CHILE	ISLA DE CHILOE	42.50	73.92	—	X

Tabla A.1.2 Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 13 de agosto de 1868 (Lockridge, 1985)

PAIS	LOCALIDAD O REGION	LAT.	LON.	RUNUP	DAÑOS	CUADRANTE
		[°]	[°]	[m]		O. PACIFICO
HAWAII	MOLOKAI (KANAIO)			1.2	X	NE
HAWAII	HILO	19.73	-155.05	4.5	X	NE
HAWAII	MAUI (KAHULUI)	20.93	-156.48		X	NE
HAWAII	HONOLULU	21.30	-157.87	1.6		NE
HAWAII	BAHIA DE WAIMEA	21.63	-159.07	1.8		NE
CALIFORNIA	SAN DIEGO	32.70	-117.17	0.6		NE
CALIFORNIA	LOS ANGELES	33.71	-118.27			NE
CALIFORNIA	SAN FRANCISCO	37.80	-122.47	0.5		NE
OREGON	ASTORIA	46.20	-123.77	0.22		NE
ALASKA	ISLA KODIAK	57.82	-152.50			NE
ISLAS FILIPINAS	SAN PEDRO					NW
JAPON	NAKA RYUKYU					NW
JAPON	SHIMODA	34.67	138.95			NW
JAPON	YOKOHAMA	35.46	139.65		X	NW
JAPON	HAKODATE	41.77	140.72	1.5		NW
ISLAS FIJI	ISLA VITI—LEVU	-18.0	178.00			SW
AUSTRALIA	SANDGATE	-27.30	153.00			SW
AUSTRALIA	NEWCASTLE	-32.93	151.78			SW
AUSTRALIA	SIDNEY	-33.92	151.17	1.2		SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA DE OCAIN					SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA WHITE					SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA OTAGO			0.3		SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA LE BON				X	SW
NUEVA ZELANDIA	MONGONUI	-35.00	173.57	1.2		SW
NUEVA ZELANDIA	PORT CHARLES	-36.52	175.50	1.8		SW
NUEVA ZELANDIA	CABO RUNAWAY	-37.53	177.98	3.0		SW
NUEVA ZELANDIA	OPOTIKI	-38.00	177.30	2.0		SW
NUEVA ZELANDIA	NAPIER	-39.48	176.97	1.0		SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA PIGEON	-41.25	175.25		X	SW
NUEVA ZELANDIA	PORT NELSON	-41.28	173.28	1.2		SW
NUEVA ZELANDIA	WELLINGTON	-41.28	174.78			SW
NUEVA ZELANDIA	WESTPORT	-41.77	171.63	1.5		SW
NUEVA ZELANDIA	KAIAPOI	-43.40	172.67	1.2	X	SW
NUEVA ZELANDIA	LYTTLETON	-43.62	172.72	5.4		SW
NUEVA ZELANDIA	AKAROA	-43.83	172.98			SW
NUEVA ZELANDIA	TIMARU	-44.38	171.23	3.0		SW
NUEVA ZELANDIA	OAMARU	-45.10	170.97	4.5		SW
NUEVA ZELANDIA	PORT CHALMERS	-45.82	170.65	3.3		SW
NUEVA ZELANDIA	BLUFF	-46.64	168.35			SW
ISLAS MARQUESAS		-09.00	-139.50		X	SE
SAMOA OCCIDENTAL	APIA	-13.80	-171.75	3.0	X	SE
ISLAS AUSTRAL	RAPA	-26.80	-144.33		X	SE
ISLA CHATAM		-44.00	-176.58		X	SE
ANTARTICA					X	SE

Tabla A.1.3 Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 13 de agosto de 1868 (Lockridge, 1985)

CIUDAD O REGION REPORTADA	EFFECTOS	MUERTES
ARICA, CHILE	MUCHOS BARCOS DESTRUIDOS	25000
CALDERA, CHILE	BARCOS DAÑADOS	
IQUIQUE, CHILE	CIUDAD COMPLETAMENTE SUMERGIDA	150
CORONEL, CONSTITUCION, COQUIMBO, CARRIZAL BAJO, COBIJA, TOCOPILLA, TALCAHUANO, MEJILLONES, PISAGUA E ISLAS JUAN FERNADEZ, CHILE	DAÑOS CONSIDERABLES	
TOME, CHILE	BODEGA Y ADUANA DESTRUIDAS	
TRUJILLO, PERU	ALGUNOS DAÑOS	
ILO, PISCO, PERU	TODO FUE ARRASTRADO	20
EL CALLAO, PERU	DAÑOS CONSIDERABLES	
TAMBO, PERU	CAMPAMENTO ARRASTRADO	500
MOLLENDON, PERU	CAMPAMENTO Y BODEGAS ARRASTRADOS	
HILLO, HAWAII	DAÑOS SEVEROS	
ISLAS MAUI Y MOLOKAI	ALGUNOS DAÑOS	
RAPA, ISLAS AUSTRAL	CAMPAMENTOS DESTRUIDOS	
ANTARTICA	ROMPIMIENTO DE BANDEJONES DE HIELO	
APIA, SAMOA OCCIDENTAL	IGLESIA Y PUENTE DESTRUIDOS	
BAHIAS PIGEON Y LE BON, NUEVA ZELANDIA	ALGUNOS DAÑOS	
YOKOHAMA, JAPON	PUERTO INUNDADO	

Tabla A.1.4 Efectos en Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877 (Lockridge, 1985)

PAIS	LOCALIDAD O REGION	LAT.	LON.	RUNUP	DAÑOS
		[° S]	[° W]	[m]	
PERU	TUMBES	03.62	80.45	—	
PERU	PIMENTEL	06.85	79.88	—	
PERU	PACASMAYO	07.45	79.55	—	
PERU	TAMBO	07.58	78.70	4.0	
PERU	HUANCHACO	08.05	78.10	—	x
PERU	SALAVERRY	08.23	78.92	0.8	
PERU	SANTA	08.95	78.62	3.0	
PERU	CHIMBOTE	09.08	78.60	2.0	
PERU	SAMANCO	09.22	78.55	3.5	

Tabla A.1.4 (continuación) Efectos en Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877 (Lockridge, 1985)

PAIS	LOCALIDAD O REGION	LAT.	LON.	RUNUP	DAÑOS
		[° S]	[° W]	[m]	
PERU	CASMA	09.50	78.30	2.0	
PERU	SUPE	10.82	77.67	6.0	
PERU	PUNTA SALINAS	11.33	78.50	6.0	
PERU	ANCON	11.78	77.11	1.5	
PERU	EL CALLAO	12.08	77.13	3.0	X
PERU	ISLAS CHINCHAS	13.65	76.40	3.0	
PERU	PISCO	13.77	76.70	3.0	
PERU	CHALA	15.85	74.22	3.0	
PERU	MOLLEND0	17.00	72.00	3.0	X
PERU	ISLAY	17.03	72.10	3.0	
PERU	ILO	17.70	71.33	6.0	X
CHILE	ARICA	18.48	70.33	20.0	X
CHILE	PISAGUA	19.57	70.23	5.0	
CHILE	IQUIQUE	20.25	70.13	6.0	X
CHILE	CHANABAYA	20.89	70.15	10.0	X
CHILE	PABELLON DE PICA	20.90	70.16	10.0	X
CHILE	PUNTA LOBOS	21.02	70.17	10.0	
CHILE	GUANILLO DEL NORTE	21.20	70.08	15.0	
CHILE	TOCOPILLA	22.08	70.17	24.0	X
CHILE	COBIJA	22.55	70.27	9.0	X
CHILE	MEJILLONES	23.08	70.43	21.0	X
CHILE	ANTOFAGASTA	23.65	70.42	6.0	X
CHILE	CHAÑARAL	26.38	70.67	6.0	X
CHILE	CALDERA	27.07	70.83	2.0	
CHILE	CARRIZAL BAJO	28.07	70.58	1.5	
CHILE	COQUIMBO	29.95	71.42	2.0	
CHILE	ISLAS JUAN FERNANDEZ	33.00	80.00	—	
CHILE	VALPARAISO	33.08	71.67	1.1	
CHILE	LLICO	34.76	72.17	—	
CHILE	CONSTITUCION	35.33	72.42	5.0	
CHILE	TOME	36.63	72.95	0.8	
CHILE	TALCAHUANO	36.67	73.17	15.0	X
CHILE	PENCO	36.75	73.00	—	X
CHILE	CORONEL	37.02	73.16	3.0	
CHILE	LOTA	37.08	73.17	1.5	
CHILE	ARAUCO	37.25	73.32	—	
CHILE	VALDIVIA	39.77	73.25	—	
CHILE	CORRAL	39.96	73.42	0.6	
CHILE	PUERTO MONTT	41.47	73.00	—	
CHILE	ISLA DE CHILOE (ANCUD)	41.87	73.83	—	

Tabla A.1.5 Efectos fuera de Perú y Chile del tsunami del 9 de mayo de 1877 (Lockridge, 1985)

PAIS	LOCALIDAD O REGION	LAT.	LON.	RUNUP	DAÑOS	CUADRANTE
		[°]	[°]	[m]		O. PACIFICO
MEXICO	ACAPULCO	16.85	-99.93	1.0	X	NE
HAWAII	ISLA COCONUT			4.2	X	NE
HAWAII	KEALAKEKUA	19.45	-155.87	9.0		NE
HAWAII	HILO	19.70	-155.07	4.8	X	NE
HAWAII	KAWAIHAE	20.03	-155.83	1.5		NE
HAWAII	KAHULUI	20.93	-156.48	1.5		NE
HAWAII	LAHAINA	20.95	-155.68	3.6		NE
HAWAII	WAIKAE	21.20	-157.88		X	NE
HAWAII	HONOLULU	21.32	-157.83	1.45		NE
HAWAII	BAHIA NAWILIWILI (KAUAI)	21.95	-159.35	1.0		NE
CALIFORNIA	GAVIOTA	34.50	-120.30	4.0		NE
CALIFORNIA	SAN FRANCISCO	37.80	-122.47	0.15		NE
JAPON	PENINSULA BOSO	34.90	-139.90		X	NW
JAPON	BAHIA TOKYO	35.50	139.90	0.70		NW
JAPON	KAMAI	39.27	141.90	3.0		NW
JAPON	HAKODATE	41.77	140.72	2.4	X	NW
AUSTRALIA	SIDNEY	-33.92	151.17			SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA LE BON			2.0	X	SW
NUEVA ZELANDIA	AUCKLAND	-36.92	174.78	2.7		SW
NUEVA ZELANDIA	TAURANGA	-37.70	176.18	1.0		SW
NUEVA ZELANDIA	GISBORNE	-38.68	178.03	2.5	X	SW
NUEVA ZELANDIA	WAIROA	-39.05	177.42			SW
NUEVA ZELANDIA	BAHIA PIGEON	-41.25	175.25	2.0		SW
NUEVA ZELANDIA	WELLINGTON	-41.28	174.78	1.5		SW
NUEVA ZELANDIA	KAIPOI	-43.40	172.67	0.9		SW
NUEVA ZELANDIA	LYTTLETON	-43.62	172.72			SW
NUEVA ZELANDIA	AKAROA	-43.83	172.96	3.0	X	SW
NUEVA ZELANDIA	TIMARU	-44.38	171.23			SW
NUEVA ZELANDIA	OMARU	-45.10	170.97		X	SW
NUEVA ZELANDIA	PORT CHALMERS	-45.82	170.65	6.0		SW
NUEVA ZELANDIA	BLUFF	-46.64	168.35			SW
SAMOA OCCIDENTAL	APIA	-13.80	-171.75	1.8		SE
ISLAS FIJI	COSTA SUR DE VANUA LEVU	-16.80	-179.50	2.0	X	SE
ISLA CHATAM		-44.00	-176.58		X	SE

Tabla A.1.6 Resumen de daños y número de muertes causados por el tsunami del 9 de mayo de 1877 (Lockridge, 1985)

CIUDAD O REGION REPORTADA	EFFECTOS	MUERTES
ARICA, CHILE	PERDIDA DE BARCOS	277
IQUIQUE, CHILE	CIUDAD PARCIALMENTE INUNDADA,	30
IQUIQUE, CHILE	US \$1.6 MILONES EN DAÑOS	
TALCAHUANO, CHILE	DAÑOS CONSIDERABLES	
PABELLON DE PICA, CHILE	PARTE BAJA DE LA CIUDAD	40—200
	COMPLETAMENTE DESTRUIDA	
CHANABAYA, CHAÑARAL, CHILE	CIUDADES INUNDADAS	
HUANILLOS, TOCOPILLA, COBIJA Y	CIUDADES, EN SU MAYOR PARTE, DESTRUIDAS	
MEJILLONES, CHILE		MUCHOS
ANTOFAGASTA Y PENCO, CHILE	ALGUN GRADO DE DESTRUCCION	
ILO, PERU	DAÑOS EXTENSOS	
EL CALLAO, PERU	ALGUN GRADO DE DESTRUCCION	CIENTOS
MOLLENDON, PERU	FERROCARRIL LLEVADO POR EL TSUNAMI	
HILO, HAWAII	57 CASAS DESTRUIDAS	5
ACAPULCO, MEXICO	ALGUN GRADO DE DESTRUCCION	
ISLAS CHATAM	PUENTE Y CASAS ARRASTRADOS	
BAHIA LE BON, NUEVA ZELANDIA	DOS PUENTES DESTRUIDOS	
AKAROA, NUEVA ZELANDIA	CASAS COSTERAS INUNDADAS	
OAMARU, NUEVA ZELANDIA	MUELLE DESTRUIDO	
HAKODATE, JAPON	PARTE DE LA CIUDAD INUNDADA	

A.2 LISTADOS DE PROGRAMAS

A.2.1 Programa "INTER2D"

```
*****  
*                                     *  
*             INTERPOLACION   SUPERFICIAL               *  
*                                     *  
*****  
*  
*       El programa construye un modelo del terreno al estimar pun- *  
*       tos de control en cada celda sobre la base de un sondeo circu- *  
*       lar o rectangular. El círculo o rectángulo se centra sobre ca- *  
*       da punto a estimar usando una serie de franjas de sondeo regu- *  
*       lar. El sondeo debe comenzar en la esquina nw del mapa (xmin, *  
*       ymax) y prosigue hacia el sur en un esquema franja por franja. *  
*       El fundamento del metodo y la version original de este progra- *  
*       ma se puede encontrar en:  
*       Devereux, B. J., 1985. The construction of digital terrain mo- *  
*       dels on small computers. Computers and Geosciences, 11(6): *  
*       713-724.  
*  
*****  
*                                     *  
*****  
*                                     *  
*                                     *  
*                                     *  
*                                     *  
*                                     *  
*                                     *  
*  
  
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)  
      REAL*8    strip(10000,3), row(10000)  
      LOGICAL   state  
      CHARACTER sn*1, buffer*3, numero(15)*1  
      DATA     numero/'(',' ',' ',' ',' ',' ',' ',' ',' ',' ',' ',' ',  
&          'i','4',' ',' ',' ')','(',')',' ',' ',' '/  
      COMMON    xyz(11000,3)  
  
*****  
*                                     *  
*****  
*                                     *  
*                                     *  
*                                     *  
c      OPEN(25, STATUS='scratch')  
c      OPEN(7, FILE = 'dat', STATUS = 'old')  
c      OPEN(8, FILE = 'grd', STATUS = 'new')  
      CALL clrsrn  
      READ (7,*) n  
C      WRITE (*,'('' n = '',I6)'') n  
      DO 1 i = 1, n  
        READ (7,*) (xyz(i,j), j = 1, 3)  
1 CONTINUE  
  
C      WRITE (*,*) ' DESEA CAMBIAR DE SIGNO A LAS COORDENADAS (s/n) ?'
```

```

      READ (*, '(A1)') sn
      IF (sn .EQ. 'S' .OR. sn .EQ. 's') THEN
        DO 2 i = 1, n
          xyz(i,1) = -xyz(i,1)
          xyz(i,2) = -xyz(i,2)
2      CONTINUE
      END IF
C
      WRITE (*,*) ' DESEA INTERCAMBIAR LAS COORDENADAS (s/n) ?'
      READ (*, '(A1)') sn
      IF (sn .EQ. 'S' .OR. sn .EQ. 's') THEN
        DO 3 i = 1, n
          aux      = xyz(i,1)
          xyz(i,1) = xyz(i,2)
          xyz(i,2) = aux
3      CONTINUE
      END IF
      ix = 10000
      id = 11000
      iy = 3
      pi = 4.D0 * ATAN(1.D0)
*
*****
*
*****      definicion del area del mapa      *****
*      los limites del mapa se determinan sobre la base de los ma- *
*      ximos y minimos de los datos de x e y, a menos que el usuario *
*      desee redefinirlos *
*****
*
      CALL minmax (xmin, xmax, ymin, ymax, zmin, zmax)
      WRITE (*,101) xmin,xmax
101  FORMAT (1X,'xmin = ', F12.6, '      xmax = ', F12.4)
      WRITE (*,102) ymin, ymax
102  FORMAT (1X,'ymin = ', F12.6, '      ymax = ', F12.4)
      WRITE (*,103) zmin, zmax
103  FORMAT (1X,'zmin = ', F12.6, '      zmax = ', F12.4)
      WRITE (*,*) ' Desea redefinir las dimensiones del mapa (s/n)?'
      READ (*, '(A1)') sn
      IF (sn .EQ. 's' .OR. sn .EQ. 'S') THEN
        WRITE (*,*) ' xmin = ?'
        READ (*,*) xmin
        WRITE (*,*) ' xmax = ?'
        READ (*,*) xmax
        WRITE (*,*) ' ymin = ?'
        READ (*,*) ymin
        WRITE (*,*) ' ymax = ?'
        READ (*,*) ymax
      END IF
*
*****

```

```

*****
*
*      eleccion de potencia  a la que estara elevada la distancia  *
*
*      CALL clrsrn
200 WRITE (*,*) '          ¿ potencia del inverso de la distancia ?'
    READ (*,*) potenz
    IF (potenz .LE. 0.00) THEN
        WRITE (*,*)
        WRITE (*,*) ' !!! ERROR, el exponente debe ser positivo!!!'
        WRITE (*,*)
        GO TO 200
    END IF
    potenz = - potenz
*
*****      lectura radio del circulo de sondeo      *****
*
    WRITE (*,*) '          ¿ Radio vecindad en unidades del mapa ?'
    READ (*,*) r
    WRITE (*,302) pi * r**2
302 FORMAT (1X,'El area de sondeo será de = ', F12.5,' unid. dat. ')
*
*****
*****      eleccion del espaciamiento entre nodos de la grilla      *****
*
    WRITE (*,*) ' Espaciamiento horizontal entre nodos = ?'
    READ (*,*) dx
    WRITE (*,*) ' Espaciamiento vertical entre nodos = ?'
    READ (*,*) dy
*
    WRITE (*,*) ' Coordenada x del primer nodo = ?'
    READ (*,*) xbeg
    WRITE (*,*) ' Coordenada y del primer nodo = ?'
    READ (*,*) ybeg
*
*
*      computo del vertice superior izquierdo del punto de partida
*
*      xleft = xbeg - r
*      ytop  = ybeg + r
*
*****
*****      seleccion estrategia de sondeo      *****
*      en esta version el primer punto de sondeo debe estar sobre
*      o fuera de la esquina nw del mapa.
*
*
    test = ABS(xbeg - xmin)
    IF (xbeg .LT. xmin) isel = 1
    IF (test .LT. 1.D-6) isel = 2
    IF (xbeg .GT. xmin) isel = 3

```

```

      IF (isel .EQ. 1) THEN
*
*
*****                                all outside                                *****
*
      xdif = xmax - xleft
      nxinc = INT(xdif / dx)
601  test = dx * FLOAT(nxinc)
      IF ((xleft + test) .LT. xmax) THEN
          nxinc = nxinc + 1
          GO TO 601
      END IF
      ydif = ytop - ymin
      nyinc = INT(ydif / dy)
602  test = dy * FLOAT(nyinc)
      IF ((ytop - test) .GT. ymin) THEN
          nyinc = nyinc + 1
          GO TO 602
      END IF
*
*
      ELSE IF (isel .EQ. 2) THEN
*
*
*****                                half outside                                *****
*
      xdif = xmax - xbeg
      nxinc = INT(xdif / dx)
603  test = dx * FLOAT(nxinc)
      IF ((xbeg + test) .LT. xmax) THEN
          nxinc = nxinc + 1
          GO TO 603
      END IF
      ydif = ybeg - ymin
      nyinc = INT(ydif / dy)
604  test = dy * FLOAT(nyinc)
      IF ((ybeg - test) .GT. ymin) THEN
          nyinc = nyinc + 1
          GO TO 604
      END IF
      ELSE
*
*
*****                                mapa reducido                                *****
*
      WRITE (*,*) ' Mapa reducido aun no implementado.'
      STOP
*
*
      END IF
*
*****
*****                                salida de dimensiones de la grilla                                *****
*
      WRITE (*,701) nxinc

```

```

701 FORMAT (1X,'Número de nodos eje x = ',I3)
      WRITE (*,702) nyinc
702 FORMAT (1X,'numero de nodos eje y = ',I3)
*
*****          definicion formato de salida          *****
*
      WRITE (UNIT = buffer, '(I3)') nxinc
      READ (UNIT = buffer, '(BN, 3A1)') (numero(11), 11 = 2, 4)
      WRITE (*,*) ' Cuantos enteros y decimales tendran las'
&      ' interpolaciones?'
      READ (*,*) ne, nd
      IF (nd .EQ. 0) THEN
        ncampo = ne
        WRITE (UNIT = buffer, '(I2)') ncampo
        READ (UNIT = buffer, '(BN, 2A1)') (numero(11), 11 = 10, 11)
        numero(9) = 'I'
        numero(12) = ')'
        numero(13) = ')'
      ELSE
        ncampo = ne + nd + 1
        WRITE (UNIT = buffer, '(I2)') ncampo
        READ (UNIT = buffer, '(BN, 2A1)') (numero(11), 11 = 10, 11)
        WRITE (UNIT = buffer, '(I1)') nd
        READ (UNIT = buffer, '(BN, A1)') numero(13)
        numero(9) = 'F'
        numero(12) = '.'
        numero(14) = ')'
        numero(15) = ')'
      END IF
*
*****          definicion de coordenadas x e y iniciales          *****
*
      ytop = ybeg + r + dy
      xref = 2.0 * r
      yref = xref
*
*****          ordenamiento en orden descendente          *****
*
      ii2 = 2
      CALL sort(xyz, n, iyd, ii2, ixd, iyd, ii2)
*
*****          comienzo del sondeo          *****
*
      DO 1009 i = 1, nyinc
        ytop = ytop - dy
        ybase = ytop - yref
*
*****          encuentra valores potenciales en la i-esima franja          *****

```

```

*                                                                    *
      WRITE (*,1001) (ytop - 0.5 * yref), i, nyinc
1001  FORMAT (1X,'Línea de sondeo = ',F12.5,
      &      5X,', franja No. ',i3,' de ',I3)
      ibeg = 1
      iend = n
      ii2 = 2
      CALL search (xyz, ytop, ibeg, iend, ixd, iyd, ii2, 1)
      IF (ibeg .LE. 0) ibeg = 1
      istart = ibeg
      iend = n
      ii1 = 1
      CALL search (xyz, ybase, istart, iend, ixd, iyd, ii2, 2)
*                                                                    *
***  copia de los valores de la i-esima franja a un segundo arreglo  ***
*                                                                    *
      no = 0
      DO 1002 j = ibeg, iend
        no = no + 1
        strip(no,1) = xyz(j,1)
        strip(no,2) = xyz(j,2)
        strip(no,3) = xyz(j,3)
1002  CONTINUE
*                                                                    *
*****      step through x scan and compute      *****
*****      totals after sorting strip      *****
*                                                                    *
      xleft = xbeg - r - dx
      DO 1003 k = 1, nxinc
        row(k) = 0.D0
1003  CONTINUE
*                                                                    *
      IF (no .GT. 1) THEN
        ii1 = 1
        CALL sort(strip, no, iyd, ii1, ixs, iyd, ii1)
      END IF
      DO 1008 k = 1, nxinc
        xleft = xleft + dx
        xright = xleft + xref
        ibeg = 1
        iend = no
        ii1 = 1
        CALL search (strip, xleft, ibeg, iend, ixs, iyd, ii1, 3)
        IF (ibeg .LE. 0) ibeg = 1
        istart = ibeg
        iend = no
        CALL search (strip, xright, istart, iend, ixs, iyd, ii1, 4)
*                                                                    *
*****      posibles puntos vecinos al punto latente se encuentran      *****

```

```

*****      ahora en los elementos ibeg-iend del arreglo strip      *****
*
      tot = 0.D0
      tdst = 0.D0
      xcen = xleft + r
      ycen = ytop - r
      DO 1005 l = ibeg, iend
        CALL dist(strip(l,1), strip(l,2), xcen, ycen, dst)
        IF (dst .LE. r) THEN
          IF (dst .LT. 1.D-9) GO TO 1007
          dst = dst ** potenz
          tdst = tdst + dst
          tot = tot + strip(l,3) * dst
        END IF
1005      CONTINUE
      tst = ABS(tot - 0.0)
      IF (tst .LT. 10.0E-10) GO TO 1008
      row(k) = tot / tdst
      GO TO 1008
1007      row(k) = strip(l,3)
1008      CONTINUE
*
*****
*****      empty buffer      *****
*
      IF (nd .EQ. 0) THEN
        WRITE (8,numero) (INT(row(k) + 0.5), k = 1, nxinc)
      ELSE
        WRITE (8,numero) (row(k), k = 1, nxinc)
      END IF
1009 CONTINUE
c      CLOSE(7)
c      CLOSE(8)
c      CLOSE(25)
      STOP
      END
*
*****
*      esta rutina fue tomada de:      *
*      mc cullagh, m.j. (1973), trend surface analysis in the natural *
*      and social sciences, 15, 2-47. *
*      la rutina fue modificada para ordenar en forma ascendente, como *
*      descendente *
*****
*
      SUBROUTINE sort(a, jj, lz, ma, ix, iy, iup)
*
*****
*      ma = columna a ordenar *
*      lz = no. de columnas en la matriz *

```

```

*      jj = no. de filas a ordenar
*      ixd = dimension x del arreglo
*      iyd = dimension y del arreglo
*      iup = 1 para orden ascendente, 2 para orden descendente
*****
*
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      REAL*8 a(ixd,iyd), t(4), s(4)
      INTEGER iu(10), il(10)
      m=1
      i=1
      j=jj
555 IF (i .GE. j) GO TO 700
100 k = i
      ij = (j+i) / 2
      DO 102 ia = 1, lz
         t(ia) = a(ij,ia)
102 CONTINUE
      IF (a(i,ma) .LE. t(ma)) GO TO 200
      DO 101 ia = 1, lz
         a(ij,ia) = a(i,ia)
         a(i,ia) = t(ia)
         t(ia) = a(ij,ia)
101 CONTINUE
200 l = j
      IF (a(j,ma) .GE. t(ma)) GO TO 400
      DO 103 ia = 1, lz
         a(ij,ia) = a(j,ia)
         a(j,ia) = t(ia)
         t(ia) = a(ij,ia)
103 CONTINUE
      IF (a(i,ma) .LE. t(ma)) GO TO 400
      DO 104 ia = 1, lz
         a(ij,ia) = a(i,ia)
         a(i,ia) = t(ia)
         t(ia) = a(ij,ia)
104 CONTINUE
      GO TO 400
300 DO 105 ia = 1, lz
      a(l,ia) = a(k,ia)
      a(k,ia) = s(ia)
105 CONTINUE
400 l = l - 1
      IF (a(l,ma) .GT. t(ma)) GO TO 400
      DO 109 ia = 1, lz
         s(ia) = a(l,ia)
109 CONTINUE
500 k = k + 1
      IF (a(k,ma) .LT. t(ma)) GO TO 500
      IF (k .LE. 1) GO TO 300

```



```

        iw1 = 1 - i
        iw2 = j - k
        IF (iw1 .LE. iw2) GO TO 600
        il(m) = i
        iu(m) = 1
        i      = k
        m      = m + 1
        GO TO 800
600    il(m) = k
        iu(m) = j
        j      = 1
        m      = m + 1
        GO TO 800
700    m      = m - 1
        IF (m .EQ. 0) GO TO 120
        i      = il(m)
        j      = iu(m)
800    iw1 = j - i
        IF (iw1 .GE. 1) GO TO 100
        IF (i .EQ. 1) GO TO 555
        i = i - 1
900    i = i + 1
        IF (i .EQ. j) GO TO 700
        DO 106 ia = 1, lz
            t(ia) = a(i+1,ia)
106    CONTINUE
        IF (a(i,ma) .LE. t(ma)) GO TO 900
        k = i
110    DO 107 ia = 1, lz
            a(k+1,ia) = a(k,ia)
107    CONTINUE
        k = k - 1
        IF (t(ma) .LT. a(k,ma)) GO TO 110
        DO 108 ia = 1, lz
            a(k+1,ia) = t(ia)
108    CONTINUE
        GO TO 900
120    IF (iup .EQ. 1) RETURN
        DO 1 i = 1, jj
            WRITE (25) (a(i,j), j = 1, lz)
1    CONTINUE
        REWIND (25)
        DO 2 i = 1, jj
            il = jj - i + 1
            READ (25) (a(il,k), k = 1, lz)
2    CONTINUE
        RETURN
        END

```

```

*
*      SUBROUTINE search (xyz, val, low, last, idx, iyd, ncol, ityp)
*
*****
*
*      entrada; low y last son los maximos rangos para la busqueda
*      xyz es el arreglo a sondear en la variable ncol
*      val = el valor a encontrar
*      idx, iyd = las dimensiones del arreglo
*
*      salida; low es el punto de partida para
*      last es el punto de termino
*
*****
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      REAL*8 xyz(idx,iyd)
      IF (ityp .EQ. 1) THEN
C      BUSQUEDA DESCENDENTE EN UN ARREGLO ORDENADO DE MAYOR A MENOR
        IF (xyz(low,ncol) .LE. val) RETURN
        DO 10 i = low + 1, last
          IF (xyz(i,ncol) .LE. val) THEN
            IF (xyz(i-1,ncol) .GT. val) THEN
              low = i
              RETURN
            END IF
          END IF
        10 CONTINUE
      ELSE IF (ITYP .EQ. 2) THEN
C      BUSQUEDA ASCENDENTE EN UN ARREGLO ORDENADO DE MAYOR A MENOR
        IF (xyz(last,ncol) .GE. val) RETURN
        DO 20 i = low, last - 1
          IF (xyz(i,ncol) .GE. val) THEN
            IF (xyz(i+1,ncol) .LT. val) THEN
              last = i
              RETURN
            END IF
          END IF
        20 CONTINUE
      ELSE IF (ityp .EQ. 3) THEN
C      BUSQUEDA ASCENDENTE EN UN ARREGLO ORDENADO DE MENOR A MAYOR
        IF (xyz(low,ncol) .GE. val) RETURN
        DO 30 i = low + 1, last
          IF (xyz(i,ncol) .GE. val) THEN
            IF (xyz(i-1,ncol) .LT. val) THEN
              low = i
              RETURN
            END IF
          END IF
        30 CONTINUE
      ELSE IF (ityp .EQ. 4) THEN

```

```

C      BUSQUEDA DESCENDENTE EN UN ARREGLO ORDENADO DE MENOR A MAYOR
      IF (xyz(last,ncol) .LE. val) RETURN
      DO 40 i = low, last - 1
        IF (xyz(i,ncol) .LE. val) THEN
          IF (xyz(i+1,ncol) .GT. val) THEN
            last = i
            RETURN
          END IF
        END IF
      40 CONTINUE
      END IF
      RETURN
      END

*
*****
*
      SUBROUTINE minmax (xmin, xmax, ymin, ymax, zmin, zmax)
*
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      COMMON xyz(11000,3)
      xmin = 1.D20
      xmax = -1.D20
      ymin = 1.D20
      ymax = -1.D20
      zmin = 1.D20
      zmax = -1.D20
      DO 1 i = 1, n
        IF (xyz(i,1) .LT. xmin) xmin = xyz(i,1)
        IF (xyz(i,1) .GT. xmax) xmax = xyz(i,1)
        IF (xyz(i,2) .LT. ymin) ymin = xyz(i,2)
        IF (xyz(i,2) .GT. ymax) ymax = xyz(i,2)
        IF (xyz(i,3) .LT. zmin) zmin = xyz(i,3)
        IF (xyz(i,3) .GT. zmax) zmax = xyz(i,3)
      1 CONTINUE
      RETURN
      END

*
*****
*
      SUBROUTINE dist(x1, y1, x2, y2, d)
*
*****
*
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      dx = x1 - x2
      dy = y1 - y2
      a = dx * dx + dy * dy
      d = DSQRT(a)
      RETURN
      END

```

A.2.2 Programa "ENTRADA"

```

*****
*
*          PROGRAMA PARA INGRESAR DATOS AL PROGRAMA DE REFRACCION
*
*****
      CHARACTER CIUDAD*15, ID*7, SAL*70
      REAL      LON,LAT
*
      WRITE (*,*) ' NOMBRE DE ARCHIVO DE SALIDA ? '
      READ (*,'(A70)') SAL
      OPEN (1, FILE = SAL, STATUS = 'NEW')
      WRITE (*,10)
10  FORMAT (10(/),10X,'INGRESE UN:',/,
1    10X,'UNO (1) PARA DIAGRAMA DE REFRACCION INVERSA',/,
2    10X,'DOS (2) PARA DIAGRAMA DE REFRACCION DIRECTA')
      READ (*,*) K
      IF (K .EQ. 1) THEN
          ID = 'INVERSA'
      ELSE
          ID = 'DIRECTA'
      END IF
*
      WRITE (*,20)
20  FORMAT(10(/),15X,'INGRESE EL NOMBRE DE LA LOCALIDAD DE LA CUAL',/,
1    12X,'PARTIRA EL DIAGRAMA DE REFRACCION CON FORMATO A15')
      READ (*,30) CIUDAD
30  FORMAT (A15)
      WRITE (1,40) ID,CIUDAD
40  FORMAT (1X,'DIAGRAMA DE REFRACCION ',A7,' PARA ',A15)
*
      WRITE (*,50)
50  FORMAT (10(/),15X,'INGRESE LA LONGITUD Y LATITUD ',/,
1    16X,'DE LA LOCALIDAD EN CUESTION ')
      READ (*,*) LON, LAT
      WRITE (1,60) LON, LAT
60  FORMAT (1X,'UBICACION GEOGRAFICA: ',F6.3,' GRA LON. W, ',
1    F6.3,' GRA LAT. S')
*
      WRITE (*,70)
70  FORMAT (10(/),15X,'INGRESE EL NUMERO DE RAYOS QUE',/,
1    14X,'TENDRA EL DIAGRAMA DE REFRACCION')
      READ (*,*) NRAYOS
      WRITE (1,80) NRAYOS
80  FORMAT (1X,'NUMERO DE RAYOS USADOS EN EL DIAGRAMA: ',I2)
*
      WRITE (*,90) CIUDAD
90  FORMAT (10(/),15X,'INGRESE EL TIEMPO DE VIAJE DEL TSUNAMI',/,
1    12X,'A LA LOCALIDAD DE: ',A15,'EN MINUTOS')
      READ (*,*) TIEVIA
      TIEVIA = TIEVIA * 60.0

```

```

WRITE (1,100) TIEVIA
100 FORMAT (1X,'TIEMPO DE VIAJE DEL TSUNAMI: ',F6.0,' (S)')
*
WRITE (*,110)
110 FORMAT (10(/),15X,'INGRESE EL INCREMENTO DE',/,
1      14X,'TIEMPO A USAR EN SEGUNDOS ')
READ (*,*) DT
N = INT(TIEVIA / DT + 0.5)
WRITE (1,120) INT(DT)
120 FORMAT (1X,'INCREMENTO DE TIEMPO USADO EN EL PROCESO: ',I2,' (S)')
*
WRITE (*,130)
130 FORMAT(10(/),15X,'INGRESE EL PERIODO DEL TSUNAMI EN MINUTOS.',/,12
1 X,'EN CASO DE NO CONTAR CON EL DATO, INGRESE UN VALOR NEGATIVO.')
READ (*,*) T
T = T * 60.0
WRITE (1,140) T
140 FORMAT (1X,'EL PERIODO DEL TSUNAMI ES DE: ',F6.0,'(S)',/,
1      7X,'SIGNIFICADO DEL CODIGO DE PROCESO "M":',/,
2      1X,'M=0 INDICA QUE SE PUEDE COMENZAR EL PROCESO ',/,
3      5X,'O QUE ESTE FINALIZO NORMALMENTE',/,
4      1X,'M=1 INDICA INTERRUPCION MOMENTANEA DEL PROCESO, EL CUAL',/
5      ,5X,'SE PUEDE CONTINUAR CON INFORMACION DE UNA CARTA VECINA',/,
6      1X,'M=2 INDICA INTERRUPCION DEFINITIVA DEL PROCESO',/,
7      5X,'POR HABERSE ALCANZADO LA COSTA')
*
WRITE (*,160)
160 FORMAT (10(/),10X,'INGRESE UN:',/,
1      10X,'UNO (1) PARA INGRESAR LOS DATOS INICIALES DE A UNO',/,
2      10X,'DOS (2) PARA INGRESAR LOS DATOS INICIALES POR INCREMENTOS')
READ (*,*) K
IF (K .EQ. 1) THEN
DO 250 I = 1, NRAYOS
WRITE (*,170) I
170 FORMAT(13X,'INGRESE LOS VALORES INICIALES DE LAS VARIABLES'
1      ,/,22X,'CORRESPONDIENTES AL RAYO #',I2)
WRITE (*,'(5(/),30X,'X0('',I2,'')=?''')' I
READ (*,*) X
WRITE (*,'(30X,'Y0('',I2,'')=?''')' I
READ (*,*) Y
WRITE (*,'(30X,'A0('',I2,'')=?''')' I
READ (*,*) A
WRITE (*,'(30X,'B0('',I2,'')=?''')' I
READ (*,*) B
WRITE (*,'(30X,'CURVA0('',I2,'')=?''')' I
READ (*,*) E
WRITE (1,230) I, NRAYOS, N
230 FORMAT (///,1X,'RAYO NO. ',I2,' DE ',I2,/,
1      1X,'HUBO 0 ITERACIONES DE UN MAXIMO DE ',I4,/,
2      1X,'CODIGO DE PROCESO: M=0',//

```

```

3          2X,'I',4X,'T',6X,'X',8X,'Y',9X,'A',
4          6X,'BETA',4X,'CURVA',//,1X,53('=')
      WRITE (1,240) X, Y, A, B, E
240      FORMAT(10X,2(1X,F8.4),1X,F8.3,2(1X,F7.3))
250      CONTINUE
      ELSE
        WRITE (*,260)
260      FORMAT (13X,'INGRESE LOS VALORES INICIALES DE LAS VARIABLES'
1          ,/,22X,'CORRESPONDIENTES AL RAYO #1')
        WRITE (*, '(5(/),30X,'X0(1)=?')')
        READ (*,*) X
        WRITE (*, '(30X,'Y0(1)=?')')
        READ (*,*) Y1
        WRITE (*, '(30X,'A0(1)=?')')
        READ (*,*) A
        WRITE (*, '(30X,'B0(1)=?')')
        READ (*,*) B
        WRITE (*, '(30X,'CURVA0(1)=?')')
        READ (*,*) E
        WRITE (1,320) NRAYOS, N
320      FORMAT (///,1X,'RAYO NO. 1 DE ',I2,/,
1          1X,'HUBO 0 ITERACIONES DE UN MAXIMO DE ',I4,/,
2          1X,'CODIGO DE PROCESO: M=0',//
3          2X,'I',4X,'T',6X,'X',8X,'Y',9X,'A',
4          6X,'BETA',4X,'CURVA',//,1X,53('=')
        WRITE (1,330) X, Y1, A, B, E
330      FORMAT (10X, 2(1X, F8.4), 1X, F8.3, 2(1X, F7.3))
        WRITE (5,340)
340      FORMAT (13X,'INGRESE LOS INCREMENTOS DE LOS VALORES INICIALES')
        WRITE (*, '(5(/),30X,'DX=?')')
        READ (*,*) DX
        WRITE (*, '(30X,'DY=?')')
        READ (*,*) DY
        WRITE (*, '(30X,'DA=?')')
        READ (*,*) DA
        WRITE (*, '(30X,'DB=?')')
        READ (*,*) DB
        WRITE (*, '(30X,'DCURVA=?')')
        READ (*,*) DE
        DO 420 I = 2, NRAYOS
          X = X + DX
          IF (DX .EQ. 0.0) THEN
            Y = Y1
          ELSE
            Y = Y1 + X * DY / DX
          END IF
          A = A + DA
          B = B + DB
          E = E + DE
          WRITE (1,400) I, NRAYOS, N

```

```
400      FORMAT(///,1X,'RAYO NO. ',I2,' DE ',I2,/,  
1          1X,'HUBO  0 ITERACIONES DE UN MAXIMO DE ',I4,/,  
2          1X,'CODIGO DE PROCESO: M=0',//  
3          2X,'I',4X,'T',6X,'X',8X,'Y',9X,'A',  
4          6X,'BETA',4X,'CURVA',//,1X,53('='))  
      WRITE (1,410) X, Y, A, B, E  
410      FORMAT (10X,2(1X,F8.4),1X,F8.3,2(1X,F7.3))  
420      CONTINUE  
      ENDIF  
      CLOSE(1)  
      END
```

A.2.3 Programa "RAYOS"

```

*****
*
*                                IDENTIFICACION DEL PROGRAMA                                *
*
*****
*
*      TSUNAM construye diagramas de refraccion para el estudio
*      de tsunamis. Primero lee de un archivo la informacion bati-
*      metrica y de un segundo archivo lee las condiciones inicia-
*      les de los rayos que constituiran el diagrama de refraccion.
*      Seguidamente integra las ecuaciones contenidas en la subru-
*      tina F, mediante los algoritmos de Runge-Kutta de cuarto
*      orden en sus 3 primeras iteraciones, y las siguientes son
*      integradas con el algoritmo de Adams-Moulton de cuarto or-
*      den. Estas ecuaciones rigen el avance de los rayos de acuer-
*      do a la batimetria local. Finalmente, la subrutina GRABA
*      graba los resultados. El proceso, desde la lectura de condi-
*      ciones iniciales hasta la grabacion, se repite para cada
*      rayo.
*
*
*****
*
*                                IDENTIFICACION DE  CONSTANTES                                *
*
*****
*
*      uno      = numero 1 en doble precision
*      dos      = numero 2 en doble precision
*      pi       = numero pi en doble precision
*      degrad   = factor de escala, convierte angulos de grados a radianes*
*      raddeg   = factor de escala, convierte angulos de radianes a grados*
*      g        = aceleracion de gravedad en m/s**2
*      rt       = radio terrestre en metros
*      dt       = intervalo entre iteraciones en segundos
*      tievia   = tiempo de viaje del tsunami en segundos
*      n        = numero de iteraciones a completar cada rayo
*      nlon     = numero de columnas de la grilla menos una
*      nlat     = numero de filas de la grilla menos una
*      delta    = separacion ente nodos de la grilla en grados
*      dosdel   = doble de delta
*      delcua   = delta al cuadrado
*      cuadel   = cuadruple de delta al cuadrado
*      lonmin   = longitud minima de la grilla ("limite efectivo")
*      lonmax   = longitud maxima de la grilla ("limite efectivo")
*      latmin   = longitud minima de la grilla ("limite efectivo")
*      latmax   = longitud maxima de la grilla ("limite efectivo")
*      lonmif   = longitud minima que no deben traspasar los rayos
*                ("limite ficticio")
*      lonmaf   = longitud maxima que no deben traspasar los rayos

```



```

*          ("limite ficticio") *
*   latmif = latitud minima que no deben traspasar los rayos *
*          ("limite ficticio") *
*   latmaf = latitud maxima que no deben traspasar los rayos *
*          ("limite ficticio") *
*   lons   = factor de escala, asocia un valor de longitud con la *
*           columna mas cercana que le corresponde en la grilla *
*   lats   = factor de escala, asocia un valor de latitud con la *
*           columna mas cercana que le corresponde en la grilla *
*
*****
*
*           IDENTIFICACION DE  ARREGLOS
*
*****
*
*   lon  = longitud geografica, positiva hacia el oeste *
*   lat  = latitud geografica, positiva hacia el sur *
*   ang  = direccion del rayo medida desde el oeste contrarreloj *
*   h    = profundidad del fondo marino en metros interpolada de *
*           los cuatro nodos de la grilla mas cercanos a lon y lat *
*   c    = velocidad de propagacion del tsunami (m/s) interpolada de *
*           los cuatro nodos de la grilla mas cercanos a lon y lat *
*   flon = funcion que describe la variacion *
*           longitudinal por unidad de tiempo *
*   flat = funcion que describe la variacion *
*           latitudinal por unidad de tiempo *
*   fang = funcion que describe la variacion de la *
*           direccion del rayo por unidad de tiempo *
*   d    = grilla de batimetria *
*
*****
*
*           IDENTIFICACION DE  VARIABLES
*
*****
*
*   m      codigo de proceso *
*   si m   = 0, indica que para un rayo el proceso de calculo no ha *
*           comenzado, o que ha finalizado normalmente *
*           = 1, indica que el rayo se "salio" de los limites de la *
*           carta, pero se puede continuar el proceso con informacion *
*           batimetrica de una carta vecina *
*           = 2, indica que el rayo alcanzo la costa o la planicie *
*           abisal (para efectos de esta tesis) y el proceso se *
*           interrumpio definitivamente para este rayo *
*   ibeg = parametro que vale 0 al comenzar el proceso de calculo *
*           de un rayo (cuando m=0); *
*           si el rayo se ha comenzado ya antes con otra carta *
*           (cuando m=1), ibeg=imax, el numero maximo de iteraciones *

```

```

*          del proceso anterior;
*          si 0 =< ibeg < 3 el proceso se inicia con rk4
*          si ibeg >= 3 el proceso se inicia con am4
*          imax = numero maximo de iteraciones procesadas para un rayo
*          tras salir de la subrutina rk4 o am4
*
*****
*
*          NOMBRES DE SUBROUTINAS
*
*****
*
*          clrscrn: subrutina del sistema que limpia la pantalla
*          pargri: lee los parametros del diagrama de refraccion y
*                  la grilla de batimetria; calcula, ademas, las
*                  constantes que se usaran en el programa
*          leaci: lee las condiciones iniciales de cada rayo
*          rk4: integra las tres primeras iteraciones de cada rayo
*          am4: integra las siguientes iteraciones de cada rayo
*          graba: graba los resultados
*          f: evalua las funciones que rigen el avance de los rayos
*          rev: revisa que los rayos esten dentro de los limites
*               permisibles antes de ingresar a la subrutina f
*
*****
*
*          PROGRAMA PRINCIPAL
*
*****
*
PROGRAM tsunam
  IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
  REAL*8 lonmif, lonmaf, latmif, latmaf,
& lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats,
& flon(0:4), flat(0:4), fang(0:4), d(0:270,0:350),
& lon(0:800), lat(0:800), ang(0:800), h(0:800), c(0:800)
*
  COMMON /angulo/ degrad, raddeg
& /del/ delta, dosdel, delcua, cuadel
& /depth/ d
& /lolaan/ lon, lat, ang, h, c, flon, flat, fang
& /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
& /mifmaf/ lonmif, lonmaf, latmif, latmaf
& /numre8/ uno, dos
& /param1/ nrayos, n, ic
& /param2/ tievia, dt
& /period/ t, pi, g, rt
*
*          LECTURA DE BATIMETRIA Y PARAMETROS, Y
*          CALCULO DE CONSTANTES NECESARIAS PARA EL PROCESO

```

```

*
*      CALL clrscrn
*      CALL pargri
*
*      LECTURA DE CONDICIONES INICIALES, CALCULO
*      Y GRABACION DE RESULTADOS PARA CADA RAYO
*
*      DO 10 irayo = 1, nrayos
*          CALL clrscrn
*          CALL leaci (ibeg, imax, m, irayo)
*          CALL rk4   (ibeg, imax, m, irayo)
*          CALL am4   (ibeg, imax, m, irayo)
*          CALL graba (ibeg, imax, m, irayo)
*      10 CONTINUE
*
*      FIN DEL PROGRAMA PRINCIPAL
*
*      CALL clrscrn
*      END
*
*****
*
*      SUBROUTINA ADAMS-MOULTON CUARTO ORDEN
*      INTEGRA LAS ECUACIONES QUE RIGEN EL AVANCE DE LOS RAYOS.
*
*****
*
SUBROUTINE am4 (ibeg,imax,m,irayo)
IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
REAL*8      flon(0:4), flat(0:4), fang(0:4), lonp, latp, angp,
&          lon(0:800), lat(0:800), ang(0:800), h(0:800), c(0:800)
COMMON /lolaan/ lon, lat, ang, h, c, flon, flat, fang
&          /param1/ nrayos, n, ic
&          /param2/ tievia, dt
*
IF ((imax .EQ. n) .OR. (m .EQ. 2)) RETURN
WRITE (*,10)
10 FORMAT (10X,'*** Calculo de siguientes iteraciones con AM4.***')
*
DO 30 i = ibeg+3, n-1
    lonp = lon(i) + dt * (55.0D0 * flon(3) - 59.0D0 * flon(2)
&      + 37.0D0 * flon(1) - 9.0D0 * flon(0)) / 24.0D0
    latp = lat(i) + dt * (55.0D0 * flat(3) - 59.0D0 * flat(2)
&      + 37.0D0 * flat(1) - 9.0D0 * flat(0)) / 24.0D0
    angp = ang(i) + dt * (55.0D0 * fang(3) - 59.0D0 * fang(2)
&      + 37.0D0 * fang(1) - 9.0D0 * fang(0)) / 24.0D0
    CALL rev (lonp, latp, m)
    IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN

```

```

      END IF
      CALL f (lonp, latp, angp, flon(4), flat(4), fang(4), hp, cp)
      lon(i+1) = lon(i) + dt * (9.0D0 * flon(4) + 19.0D0 * flon(3)
&          - 5.0D0 * flon(2) + flon(1)) / 24.0D0
      lat(i+1) = lat(i) + dt * (9.0D0 * flat(4) + 19.0D0 * flat(3)
&          - 5.0D0 * flat(2) + flat(1)) / 24.0D0
      ang(i+1) = ang(i) + dt * (9.0D0 * fang(4) + 19.0D0 * fang(3)
&          - 5.0D0 * fang(2) + fang(1)) / 24.0D0
      CALL rev (lon(i+1), lat(i+1), m)
      IF (m .NE. 0) THEN
          imax = i
          RETURN
      END IF
      imax = i + 1
      DO 20 k = 1,3
          flon(k-1) = flon(k)
          flat(k-1) = flat(k)
          fang(k-1) = fang(k)
20    CONTINUE
      CALL f (lon(i+1), lat(i+1), ang(i+1),
&          flon(3), flat(3), fang(3), h(i+1), c(i+1))
30 CONTINUE

*
      RETURN
      END
*
*****
*
*          SUBROUTINA      RUNGE-KUTTA 4TO ORDEN
*          INTEGRA LAS ECUACIONES QUE RIGEN EL AVANCE DE LOS RAYOS
*          EN SUS TRES PRIMERAS ITERACIONES.
*
*****
*
      SUBROUTINE rk4 (ibeg,imax,m,irayo)
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      REAL*8      kilon, kilat, klang, k2lon, k2lat, k2ang,
&          k3lon, k3lat, k3ang, k4lon, k4lat, k4ang,
&          flon(0:4), flat(0:4), fang(0:4), lonp, latp, angp,
&          lon(0:800), lat(0:800), ang(0:800), h(0:800), c(0:800)
      COMMON /lolaan/ lon, lat, ang, h, c, flon, flat, fang
&          /numre8/ uno, dos
&          /param2/ tievia, dt
*
      IF ((imax .EQ. n) .AND. (m .EQ. 0)) RETURN
      IF (m .EQ. 2) RETURN
      IF ((ibeg .GE. 3) .AND. (m .EQ. 1)) THEN
          ibeg = ibeg - 3
          m = 0
          RETURN

```

```

END IF
WRITE(*,10)
10 FORMAT(10X,'***  Calculo de primeras iteraciones con RK4. ***')
*
k = -1
DO 20 i = ibeg, ibeg+2
*
    k = k + 1
*
    CALL rev (lon(i), lat(i), m)
    IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN
    END IF
    CALL f (lon(i), lat(i), ang(i),
&          flon(k), flat(k), fang(k), h(i), c(i))
    k1lon = dt * flon(k)
    k1lat = dt * flat(k)
    k1ang = dt * fang(k)
*
    CALL rev (lon(i) + k1lon / dos, lat(i) + k1lat / dos, m)
    IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN
    END IF
    CALL f (lon(i) + k1lon/dos, lat(i) + k1lat / dos,
&          ang(i) + k1ang/dos, glon, glat, gang, hp, cp)
    k2lon = dt * glon
    k2lat = dt * glat
    k2ang = dt * gang
*
    CALL rev (lon(i) + k2lon / dos, lat(i) + k2lat / dos, m)
    IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN
    END IF
    CALL f (lon(i) + k2lon / dos, lat(i) + k2lat / dos,
&          ang(i) + k2ang / dos, glon, glat, gang, hp, cp)
    k3lon = dt * glon
    k3lat = dt * glat
    k3ang = dt * gang
*
    CALL rev (lon(i) + k3lon, lat(i) + k3lat, m)
    IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN
    END IF
    CALL f (lon(i) + k3lon, lat(i) + k3lat,
&          ang(i) + k3ang, glon, glat, gang, hp, cp)
    k4lon = dt * glon

```

```

      k4lat = dt * glat
      k4ang = dt * gang
*
      lon(i+1) = lon(i) + (k1lon+dos*k2lon+dos*k3lon+k4lon)/6.0D0
      lat(i+1) = lat(i) + (k1lat+dos*k2lat+dos*k3lat+k4lat)/6.0D0
      ang(i+1) = ang(i) + (k1ang+dos*k2ang+dos*k3ang+k4ang)/6.0D0
      CALL rev (lon(i+1), lat(i+1), m)
      IF (m .NE. 0) THEN
        imax = i
        RETURN
      END IF
      imax = i + 1
*
20 CONTINUE
      CALL f (lon(ibeg+3), lat(ibeg+3), ang(ibeg+3),
&          flon(3), flat(3), fang(3), h(ibeg+3), c(ibeg+3))
      m = 0
*
      RETURN
      END
*
*****
*
*          SUBROUTINA PARA VERIFICAR QUE LOS VALORES DE LONGITUD Y
*          LATITUD NO HAYAN EXCEDIDO LOS MARGENES DE LA CARTA, EL
*          TALUD OCEANICO O LA LINEA DE LA COSTA.
*
*****
*
      SUBROUTINE rev (lon, lat, m)
      IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
      REAL*8 lonmif, lonmaf, latmif, latmaf, lon, lat, d(0:270,0:350),
&          lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
*
      COMMON /depth/ d
&          /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
&          /mifmaf/ lonmif, lonmaf, latmif, latmaf
&          /param1/ nrayos, n, ic
*
      m = 1
*
      IF (lon .LE. lonmif) RETURN
      IF (lon .GE. lonmaf) RETURN
      IF (lat .LE. latmif) RETURN
      IF (lat .GE. latmaf) RETURN
*
      i = INT(lons * (lon - lonmin))
      j = INT(lats * (lat - latmin))
*
      m = 2

```

```

*
  IF (ic .EQ. 1) THEN
    IF (d(i ,j ) .EQ. 0.0) RETURN
    IF (d(i+1,j ) .EQ. 0.0) RETURN
    IF (d(i ,j+1) .EQ. 0.0) RETURN
    IF (d(i+1,j+1) .EQ. 0.0) RETURN
  ELSE
    icon = 0
    IF (d(i ,j ) .EQ. 0.0) icon = icon + 1
    IF (d(i+1,j ) .EQ. 0.0) icon = icon + 1
    IF (d(i ,j+1) .EQ. 0.0) icon = icon + 1
    IF (d(i+1,j+1) .EQ. 0.0) icon = icon + 1
    IF (icon .GT. 2) RETURN
  END IF
*
  m = 0
*
  RETURN
  END
*
*****
*
*   SUBROUTINA PARA INTERPOLAR LOS VALORES DE PROFUNDIDAD,
*   VELOCIDAD DE PROPAGACION DEL TSUNAMI Y GRADIENTES DE
*   VELOCIDAD RESPECTO A LA LONGITUD Y LATITUD.
*   CON ESTAS INTERPOLACIONES LINEALES SE EVALUA DESPUES
*   LAS ECUACIONES QUE RIGEN EL AVANCE DE LOS RAYOS.
*
*****
*
  SUBROUTINE f (lon, lat, ang, flon, flat, fang, h, c)
    IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
    REAL*8 lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats,
    & lon, lat, ang, v(-1:2,-1:2), d(0:270,0:350)
*
    COMMON /del/ delta, dosdel, delcua, cuadel
    & /depth/ d
    & /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
    & /numre8/ uno, dos
    & /period/ t, pi, g, rt
*
    INICIALIZACION DE CONSTANTES
*
    diflon = lon - lonmin
    diflat = lat - latmin
    i = INT(lons * diflon)
    j = INT(lats * diflat)
    r = (diflon / delta) - FLOAT(i)
    s = (diflat / delta) - FLOAT(j)
*

```

```

DO 20 l = j-1, j+2
  DO 10 k = i-1, i+2
    v(k-i,l-j) = DSQRT(g * d(k,l))
10  CONTINUE
20  CONTINUE

*
*          INTERPOLACION DE FUNCIONES Y VARIABLES
*
o = d(i ,j )
p = d(i+1,j )
q = d(i ,j+1)
u = d(i+1,j+1)
h = ((uno-r)*(uno-s)*o) + (r*(uno-s)*p) + ((uno-r)*s*q) + (r*s*u)
*
o = v( 0, 0)
p = v(+1, 0)
q = v( 0,+1)
u = v(+1,+1)
c = ((uno-r)*(uno-s)*o) + (r*(uno-s)*p) + ((uno-r)*s*q) + (r*s*u)
*
o = (v(+1, 0) - v(-1, 0)) / dosdel
p = (v(+2, 0) - v( 0, 0)) / dosdel
q = (v(+1,+1) - v(-1,+1)) / dosdel
u = (v(+2,+1) - v( 0,+1)) / dosdel
dcdlon = ((uno-r)*(uno-s)*o)+(r*(uno-s)*p)+((uno-r)*s*q)+(r*s*u)
*
o = (v( 0,+1) - v( 0,-1)) / dosdel
p = (v(+1,+1) - v(+1,-1)) / dosdel
q = (v( 0,+2) - v( 0, 0)) / dosdel
u = (v(+1,+2) - v(+1, 0)) / dosdel
dcdlat = ((uno-r)*(uno-s)*o)+(r*(uno-s)*p)+((uno-r)*s*q)+(r*s*u)
*
*          EVALUACION DE LAS FUNCIONES
*
clat = DCOS(lat)
tlat = DTAN(lat)
sang = DSIN(ang)
cang = DCOS(ang)
*
flon = (c * cang) / (rt * clat)
flat = (c * sang) / rt
fang = sang*dcdlon/(rt*clat) - cang*dcdlat/rt - c*cang*tlat/rt
*
RETURN
END

*****
*
*          LECTURA DE CONDICIONES INICIALES DE CADA RAYO.
*          SI m=0 E imax<n, SE LEEN LAS CONDICIONES INICIA-
*

```



```

*          LES Y LUEGO SE TRANSFIERE EL PROCESO A LA SUBRU-      *
*          TINA rk4. SI m=1, SE LEEN LAS ITERACIONES OBTENI-    *
*          DAS EN EL PROCESO ANTERIOR, CON INFORMACION BA-      *
*          TIMETRICA DE LA CARTA CONTIGUA, Y SE TRANSFIERE      *
*          EL PROCESO A rk4, PARA CONTINUAR EL PROCESO. SI      *
*          m=2, SE LEEN LAS ITERACIONES OBTENIDAS EN EL PRO-    *
*          CESO ANTERIOR, Y SE TRANSFIERE EL PROCESO A LA      *
*          SUBROUTINA graba, QUE GRABA TODAS ESTAS ITERACIONES. *
*
*****
*
SUBROUTINE leaci (ibeg, imax, m, irayo)
  IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
  REAL*8 lonmin, lonmax, latmin, latmax,
& lon(0:800), lat(0:800), ang(0:800), h(0:800), c(0:800),
& flon(0:4), flat(0:4), fang(0:4)
  COMMON /angulo/ degrad,raddeg
& /lolaan/ lon, lat, ang, h, c, flon, flat, fang
& /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
& /param1/ nrayos, n, ic
*
  WRITE (*,10) irayo, nrayos
10 FORMAT (10(/),10X,'*****',10X,'Rayo No.: ',I3,' de ',I3,'.',9X,
& '*****',10X,'*****'      Leyendo condiciones iniciales.      '*****')
*
  READ (2,20) imax, m
20 FORMAT (////, 5X, I4, /, 22X, I1, ////)
*
  IF ((imax .NE. n) .AND. (m .EQ. 0)) THEN
    READ (2,30) lon(0), lat(0), ang(0)
30  FORMAT (10X, 2(1X, F8.4), 1X, F8.3)
    lon(0) = lon(0) * degrad
    lat(0) = lat(0) * degrad
    ang(0) = ang(0) * degrad
    ibeg = 0
  ELSE IF (m .EQ. 1) THEN
    DO 40 i = 0, imax
      READ (2,*) iter, tiempo, lon(i), lat(i), ang(i), h(i), c(i)
      lon(i) = lon(i) * degrad
      lat(i) = lat(i) * degrad
      ang(i) = ang(i) * degrad
40  CONTINUE
    DO 50 k = 0, 3
      READ (2,*) flon(k), flat(k), fang(k)
50  CONTINUE
    ibeg = imax
  ELSE
    DO 60 i = 0, imax
      READ (2,*) iter, time, lon(i), lat(i), ang(i), h(i), c(i)
      lon(i) = lon(i) * degrad

```

```

        lat(i) = lat(i) * degrad
        ang(i) = ang(i) * degrad
60    CONTINUE
        RETURN
    END IF
*
    imax = 0
*
    RETURN
    END
*
*****
*
*           SALIDA DE RESULTADOS
*
*****
*
    SUBROUTINE graba (ibeg, imax, m, irayo)
    IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
    INTEGER    time, hh
    REAL*8      lonmin, lonmax, latmin, latmax,
    &            flon(0:4), flat(0:4), fang(0:4), lonp, latp, angp,
    &            lon(0:800), lat(0:800), ang(0:800), h(0:800), c(0:800)
    COMMON /angulo/ degrad, raddeg
    &      /lolaan/ lon, lat, ang, h, c, flon, flat, fang
    &      /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
    &      /param1/ nrayos, n, ic
    &      /param2/ tievia, dt
*
    WRITE (*,10)
10  FORMAT (10X,'*****          Grabando resultados.          *****')
*
    WRITE (4,20) irayo, nrayos, imax, n, m
20  FORMAT (///, 1X, 'Rayo nN. ',I2,' de ',I2,/,
    &      1X,'hubo',I4,' iteraciones de un maximo de ',I4,/,
    &      1X,'codigo de proceso: m=',I1,/,
    &      2X,'i',4X,'t',3X,'longitud',2X,'latitud',3X,'angulo',
    &      3X,'h',5X,'c',/,
    &      6X,'(s)',4X,'oeste',5X,'sur',6X,'r/w',4X,'(m)',2X,'(m/s)',/,
    &      1X,49('='))
    WRITE (11, '(1X,I4,1X,I4,1X,I3,1X,I3)') imax, n, irayo, nrayos
*
    DO 40 i = 0, imax
        time = i * DINT(dt)
        lon(i) = lon(i) * raddeg
        lat(i) = lat(i) * raddeg
        ang(i) = ang(i) * raddeg
        hh = INT(h(i) + 0.5)
*
*
    GRABACION EN ARCHIVO PARA CONTINUAR PROCESO, EN CASO
*

```

```

*          NECESARIO, CON OTRA GRILLA DE BATIMETRIA. ESTE ARCHIVO          *
*          PERMITE CHEQUEAR, ADEMAS, DETALLES DEL PROCESO.                  *
*                                                                           *
*          WRITE (4,30) i, time, lon(i), lat(i), ang(i), hh, c(i)
30          FORMAT (1X,I3,1X,I5,2(1X,F8.4),1X,F8.3,1X,I4,1X,F7.3)
*
*          GRABACION EN ARCHIVO PARA POSTERIOR PLOTEO CON OTRO PROGRAMA
*
*          WRITE (11,'(2(1X,F9.5))') -lon(i), -lat(i)
40 CONTINUE
*
*          EN CASO QUE SE HAYAN SOBREPASADO LOS LIMITES FICTICIOS DE
*          LA CARTA, EL PROCESO DEBE CONTINUARSE CON INFORMACION DE
*          LA GRILLA BATIMETRICA VECINA. PERO DEBE CONTARSE CON LOS
*          ULTIMOS VALORES DE LAS FUNCIONES QUE DEFINEN LA PROPAGACION
*          DE LOS RAYOS, OBTENIDOS EN LA PRESENTE GRILLA, LOS QUE SE
*          GRABAN A CONTINUACION DE LAS ITERACIONES CALCULADAS.
*
*          IF (m .EQ. 1) THEN
*              WRITE (*,50)
50          FORMAT(10X,'***** !! Se sobrepaso limites de la carta!! *****')
*              DO 60 k = 0,3
*                  WRITE (4,*) flon(k), flat(k), fang(k)
60          CONTINUE
*          END IF
*
*          RETURN
*          END
*
*          *****
*          LECTURA Y GRABACION DE LOS PARAMETROS DEL DIAGRAMA DE
*          REFRACCION. LECTURA DE BATIMETRIA. CALCULO DE CONSTANTES
*          NECESARIAS PARA EL PROCESO.
*          *****
*
*          SUBROUTINE pargri
*          IMPLICIT REAL*8 (a-h,o-z), INTEGER (i-n)
*          CHARACTER ciudad*15, id*7
*          REAL*8      lonciu, latciu,
*          &          lonmif, lonmaf, latmif, latmaf, d(0:270,0:350),
*          &          lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
*          COMMON /angulo/ degrad, raddeg
*          &          /del/      delta, dosdel, delcua, cuadel
*          &          /depth/    d
*          &          /minmax/ lonmin, lonmax, latmin, latmax, lons, lats
*          &          /mifmaf/ lonmif, lonmaf, latmif, latmaf
*          &          /numre8/ uno, dos
*          &          /param1/ nrayos, n, ic

```

```

&      /param2/ tievia, dt
&      /period/ t, pi, g, rt
*
*
*
10 WRITE (*,20)
20 FORMAT (' Los rayos concluirán su trayectoria si:/'
&      ' 1) cualquier nodo de batimetria circundante = 0 ?'/
&      ' 2) al menos dos nodos de batimetria circundante = 0 ?'//
&      ' Elija opcion (1 o 2).')
READ (*,*) ic
IF ((ic .NE. 1) .OR. (ic .NE. 2)) THEN
    WRITE (*, '(A)') ' !Error, la opcion elegida no fue ni 1 ni 2!'
    GO TO 10
END IF
*
*
*
    WRITE (*,30)
30 FORMAT (2(/),10x,'*****      Leyendo parametros del      *****',
&      '/',10x,'*****      diagrama de refraccion.      *****')
*
    READ (2,40) id, ciudad, lonciu, latciu, nrayos, tievia, dt, t
40 FORMAT (24X,A7,6X,A15,/,23X,F6.3,13X,F6.3,/,40X,I2,/,
&      29X,D6.0,/,42X,D3.0,/,31X,D6.0,8(/))
*
*
*
    WRITE (*,50)
50 FORMAT (10(/),10X,'*****      Leyendo batimetria.      *****')
*
    READ (3,*) nlon, nlat, lonmin, lonmax, latmin, latmax, delta,
&      lonmif, lonmaf, latmif, latmaf
    DO 60 j = 0, nlat
        READ (3,*) (d(i,j), i = nlon, 0, -1)
60 CONTINUE
*
*
*
    WRITE (4,70) id, ciudad, lonciu, latciu, nrayos, INT(tievia), INT(dt), t
70 FORMAT (1X,'diagrama de refraccion ',A7,' para ',A15,/,
&      1x,'ubicacion geografica: ',
&      F6.3,' gra lon. w, ',F6.3,' gra lat s'
&      ,/,1X,'numero de rayos usados en el diagrama: ',I2,/,
&      1X,'tiempo de viaje del tsunami: ',I5,' segundos',/,
&      1X,'incremento de tiempo usado en el proceso: ',I2,' segundos',/
&      ,1X,'el periodo del tsunami es de: ',F6.0,' segundos',/,
&      7X,      'significado del codigo de proceso "m":',/,
&      1X,'m=0 indica que se puede comenzar el proceso',/,
&      5X,      'o que este finalizo normalmente',/,

```

```

& 1X,'m=1 indica interrupcion momentanea del proceso, el cual',/
& ,5X,'se puede continuar con informacion de una carta vecina',/,
& 1X,'m=2 indica interrupcion definitiva del proceso',/,
& 5X, 'por haberse alcanzado la costa')

```

```

*
*      DEFINICION DE CONSTANTES
*

```

```

      uno    = 1.0D00
      dos    = 2.0D00
      pi     = DACOS(-uno)
      degrad = pi / 1.8D+02
      raddeg = 1.8D+02 / pi
      g      = 9.8D00
      rt     = 6.371315D+06

```

```

*
*      CONVERSION DE GRADOS A RADIANTES
*

```

```

      lonmin = degrad * lonmin
      lonmax = degrad * lonmax
      latmin = degrad * latmin
      latmax = degrad * latmax
      lonmif = degrad * lonmif
      lonmaf = degrad * lonmaf
      latmif = degrad * latmif
      latmaf = degrad * latmaf
      delta  = degrad * delta

```

```

*
*      CALCULO DE CONSTANTES NECESARIAS EN EL PROCESO
*

```

```

      dosdel = dos * delta
      delcua = delta * delta
      cuadel = 4.0D00 * delcua
      lons   = FLOAT(nlon) / (lonmax - lonmin)
      lats   = FLOAT(nlat) / (latmax - latmin)
      n      = INT( tievia / dt + 0.5)

```

```

*
      RETURN
      END

```

A.2.4 Programa "UXYZ"

```

C                               IDENTIFICACION DEL PROGRAMA
C
C     ESTE PROGRAMA CALCULA LOS DESPLAZAMIENTOS SUPERFICIALES VERTI-
C     CALES Y HORIZONTALES, PRODUCTO DE UNA DISLOCACION PROVOCADA POR
C     UN TERREMOTO DE TIPO INVERSO ("THRUST"). EL CAMPO DE DESPLAZA-
C     MIENTOS PODRIA COMPUTARSE NO SOLO EN SUPERFICIE, SINO TAMBIEN
C     EN PROFUNDIDAD, PERO NO SE VIO LA NECESIDAD DE ELLO.
C     EL FUNDAMENTO DEL METODO SE PUEDE ENCONTRAR EN:
C     Mansinha, L. y D. E. Smylie, 1971. The displacement fields of
C     inclined faults. Bull. Seism. Soc. Am., 41 (5): 1433-1440.
C
C     DEFINICION DE LAS PRINCIPALES CONSTANTES Y VARIABLES
C
C     h = profundidad de enterramiento de la falla
C     W = ancho de la falla
C     L = largo de la falla
C     dip = manteo o buzamiento de la falla (S)
C     u = dislocacion promedio a lo largo del plano de falla
C     y1 = posicion horizontal, paralela al rumbo de la falla,
C         donde se produce el fallamiento o dislocacion
C     y2 = y * cos(dip)
C         posicion horizontal, perpendicular al rumbo de la falla,
C         donde se produce el fallamiento o dislocacion
C     y3 = y * sin(dip)
C         posicion vertical, apuntando hacia abajo,
C         donde se produce el fallamiento o dislocacion
C     y = posicion paralela al buzamiento de la falla,
C         donde se produce el fallamiento o dislocacion
C     y1min = posicion del extremo horizontal inferior
C            paralelo al rumbo de la falla
C     y1max = posicion del extremo horizontal superior
C            paralelo al rumbo de la falla
C     ymin = posicion del extremo mas superficial de la falla
C            en la direccion del buzamiento
C     ymax = posicion del extremo mas profundo de la falla
C            en la direccion del buzamiento
C     x1 = posicion horizontal, paralela al rumbo de la falla,
C         donde se se computa el campo de desplazamientos
C     x2 = posicion horizontal, perpendicular al rumbo de la falla,
C         donde se se computa el campo de desplazamientos
C     x3 = posicion vertical, que apunta hacia abajo,
C         donde se computa el campo de desplazamientos
C     x1min = posicion horizontal inferior paralela al rumbo de
C            la falla donde se evaluara el campo de desplazamientos
C     x1max = posicion horizontal superior paralela al rumbo de
C            la falla donde se evaluara el campo de desplazamientos
C     x2min = posicion horizontal inferior perpendicular al rumbo de
C            la falla donde se evaluara el campo de desplazamientos
C     x2max = posicion horizontal superior perpendicular al rumbo de
C            la falla donde se evaluara el campo de desplazamientos

```

```

C      uvmin = valor minimo de los desplazamientos verticales
C      uvmax = valor maximo de los desplazamientos verticales
C
C
C      IMPLICIT REAL*8 (a-h, o-z), INTEGER (i-n)
C      REAL*8      L, kilo, mili, uv(150,150)
C      CHARACTER*70 uhdat, uzdat, uzgrd
C      COMMON /xqrd/  x1, x2, x3, q2, q3, r2, r3, cdip, sdip
C
C      DEFINICION DE ARCHIVOS DE SALIDA
C
C      WRITE (*,10)
C 10  FORMAT (24(/),5X, 'Ingrese archivo de salida de '
C      &      'desplazamientos horizontales: ',*)
C      READ (*, '(A70)') uhdat
C      WRITE (*,20)
C 20  FORMAT (5X, 'Ingrese archivo de salida de '
C      &      'desplazamientos verticales: ',*)
C      READ (*, '(A70)') uzdat
C      WRITE (*,30)
C 30  FORMAT (5X, 'Ingrese archivo de grilla de '
C      &      'desplazamientos verticales: ',*)
C      READ (*, '(A70)') uzgrd
C
C      INGRESO DE PARAMETROS DEL MODELO DE DISLOCACION
C
C      WRITE (*,40)
C 40  FORMAT(///,5X,'Ingrese parámetros del modelo de dislocación'//)
C
C 50  WRITE (*,60)
C 60  FORMAT (5X, 'profundidad de enterramiento de la falla [km]: ',*)
C      READ (*,*) h
C      IF (h .LE. 0.D0) THEN
C          WRITE (*,*) ' '
C          WRITE (*,*) ' ! Error, h debe ser mayor que 0 ! '
C          WRITE (*,*)
C          WRITE (*,*)
C          GO TO 50
C      END IF
C
C 70  WRITE (*,80)
C 80  FORMAT (5X, 'ángulo de manto (dip) [grados]: ',*)
C      READ (*,*) dip
C      IF (dip .EQ. 90.D0) THEN
C          WRITE (*,*) ' '
C          WRITE (*,*) ' ! Error, el manto debe ser distinto de 90 ! '
C          WRITE (*,*)
C          GO TO 70
C      END IF
C

```

```

90 WRITE (*,100)
100 FORMAT (5X, 'dislocación promedio, U [m]: ',#)
READ (*,*) u
IF (u .EQ. 0.D0) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, U debe ser distinto de 0 !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 90
END IF

```

C

```

110 WRITE (*,120)
120 FORMAT (5X, 'ancho,W, y largo, L, de la falla [km]: ',#)
READ (*,*) W, L
IF ((W .LE. 0.D0) .OR. (L .LE. 0.D0)) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, W y L deben ser mayores que 0 !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 110
END IF

```

C

```

130 WRITE (*,140)
140 FORMAT (5X, 'x2min, x2max, dx2 [km]: ',#)
READ (*,*) x2min, x2max, dx2
IF (x2min .GT. x2max) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, x2min debe ser menor que x2max !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 130
END IF
IF (dx2 .LE. 0.D0) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, dx2 debe ser mayor que 0 !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 130
END IF

```

C

```

150 WRITE (*,160)
160 FORMAT (5X, 'xmin, xmax, dx1 [km]: ',#)
READ (*,*) xmin, xmax, dx1
IF (xmin .GT. xmax) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, xmin debe ser menor que xmax !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 150
END IF
IF (dx1 .LE. 0.D0) THEN
    WRITE (*,*) ' '
    WRITE (*,*) ' ! Error, dx1 debe ser mayor que 0 !'
    WRITE (*,*)
    GO TO 150

```



```

GO TO 150
END IF

```

```

C
C
C

```

CONVERSION DE CONSTANTES DE KILOMETROS A METROS

```

h      = 1.D+3 * h
W      = 1.D+3 * W
L      = 1.D+3 * L
x1min  = 1.D+3 * x1min
x1max  = 1.D+3 * x1max
x2min  = 1.D+3 * x2min
x2max  = 1.D+3 * x2max
dx1    = 1.D+3 * dx1
dx2    = 1.D+3 * dx2

```

```

C
C
C

```

DEFINICION DE CONSTANTES VARIAS

```

pi      = 4.D0 * DATAN(1.D0)
dip     = dip * pi / 180.D0
cdip    = DCOS(dip)
sdip    = DSIN(dip)
u       = u / (12.D0 * pi)
d       = h / sdip
nx1     = INT((x1max - x1min) / dx1 + 0.5) + 1
nx2     = INT((x2max - x2min) / dx2 + 0.5) + 1
xshift  = 1.D-3
x2min   = x2min + xshift
x2max   = x2max + xshift
x3      = 0.D0

```

```

C
C
C

```

DEFINICION DE LOS LIMITES DE LA FALLA

```

ymin   = d
ymax   = d + W
y1min  = -0.5D0 * L
y1max  = +0.5D0 * L

```

```

C
C
C

```

INICIALIZACION DE LAS VARIABLES DE MINIMOS Y MAXIMOS

```

uh1min = +1.D20
uh1max = -1.D20
uh2min = +1.D20
uh2max = -1.D20
uhmin  = +1.D20
uhmax  = -1.D20
uvmin  = +1.D20
uvmax  = -1.D20

```

```

C
C

```

```

OPEN (1, FILE = uhdat, STATUS = 'new')
OPEN (2, FILE = uzdat, STATUS = 'new')

```

```

OPEN (3, FILE = uzgrd, STATUS = 'new')
C
C          CALCULO DE LOS DESPLAZAMIENTOS
C
x1 = xmin - dx1
DO 180 i = 1, nx1
  WRITE (*, '(A,I3,A,I3)') ' Calculando fila ',i,' de ',nx1
  x1 = x1 + dx1
  x2 = x2min - dx2
  DO 170 j = 1, nx2
    x2 = x2 + dx2
    r2 = x2 * sdip - x3 * cdip
    r3 = x2 * cdip + x3 * sdip
    q2 = x2 * sdip + x3 * cdip
    q3 = -x2 * cdip + x3 * sdip
C
C          uh1 = u * (u1 (y1max, ymax) - u1 (y1min, ymax)
C      &          - u1 (y1max, ymin) + u1 (y1min, ymin))
C          uh2 = u * (u2 (y1max, ymax) - u2 (y1min, ymax)
C      &          - u2 (y1max, ymin) + u2 (y1min, ymin))
C          uv(i,j) = u * (u3 (y1max, ymax) - u3 (y1min, ymax)
C      &          - u3 (y1max, ymin) + u3 (y1min, ymin))
C          uh = uh1 * uh1 + uh2 * uh2
C          uh = DSQRT(uh)
C          IF (uh .LT. uhmin) uhmin = uh
C          IF (uh .GT. uhmax) uhmax = uh
C          IF (uh1 .LT. uh1min) uh1min = uh1
C          IF (uh1 .GT. uh1max) uh1max = uh1
C          IF (uh2 .LT. uh2min) uh2min = uh2
C          IF (uh2 .GT. uh2max) uh2max = uh2
C          IF (uv(i,j) .LT. uvmin) uvmin = uv(i,j)
C          IF (uv(i,j) .GT. uvmax) uvmax = uv(i,j)
170      CONTINUE
180 CONTINUE
C
C          CONVERSION DE CONSTANTES DE METROS A KILOMETROS
C
xmin = 1.D-3 * xmin
xmax = 1.D-3 * xmax
x2min = 1.D-3 * (x2min - xshift)
x2max = 1.D-3 * (x2max - xshift)
dx1 = 1.D-3 * dx1
dx2 = 1.D-3 * dx2
C
C          SALIDA DE RESULTADOS EN FORMA DE GRILLA (UNIDAD 2),
C          Y EN FORMA DE UN LISTADO DE LAS VARIABLES X2 Y UV
C          PARA CADA VALOR DE X1 (UNIDAD 3). LA SALIDA DE DESPLA-
C          ZAMIENTOS HORIZONTALES AUN NO ESTA DEL TODO IMPLEMENTADA
C          (UNIDAD 1).
C

```

```

C      WRITE (1,190) nx2, nx1, x2min, x2max, x1min, x1max, uhmin, uhmax
C 190 FORMAT(2I4, 3(/2E13.7))
      x1 = x1min - dx1
      DO 210 i = 1, nx1
        x1 = x1 + dx1
        x2 = x2min - dx2
        WRITE (2,'(A,1X,E13.7)') ' x1=',x1
        DO 200 j = 1, nx2
          x2 = x2 + dx2
          WRITE (2,'(2(1X,E13.7))') x2, uv(i,j)
200      CONTINUE
210 CONTINUE
      WRITE (3,220) nx2, nx1, x2min, x2max, x1min, x1max, uvmin, uvmax
220 FORMAT('DSAA'/ 2(1X,I4), 3(/2(1X,E13.7)))
      DO 230 i = 1, nx1
        WRITE (3,'(10(E13.7,1X))') (uv(i,j), j = 1, nx2)
        WRITE (3,*)
230 CONTINUE
      CLOSE (3)
      CLOSE (2)
C      CLOSE (1)
      END

C
C
C      FUNCION QUE COMPUTA LOS DESPLAZAMIENTOS HORIZONTALES
C      PARALELOS AL RUMBO DE LA FALLA
C
      REAL*8 FUNCTION u1 (y1, y)
      IMPLICIT REAL*8 (a-z)
      COMMON /xqrd/ x1, x2, x3, q2, q3, r2, r3, cdip, sdip
C
      s1 = 0.D0
      s2 = 0.D0
      s3 = 0.D0
      s4 = 0.D0
C
      y2 = y * cdip
      y3 = y * sdip
      dx1y1 = x1 - y1
      dx2y2 = x2 - y2
      dx3y3 = x3 - y3
      sx3y3 = x3 + y3
      y3x3 = y3 * x3
      R = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + dx3y3 * dx3y3
      R = DSQRT( R )
      Q = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + sx3y3 * sx3y3
      Q = DSQRT( Q )
C
      Q1 = Q + sx3y3
      QQ2 = Q + q3 + y

```

```

      QQ3 = Q**3
C
      s1 = 2.D0 / R + 4.D0 / Q - 4.D0 * y3x3 / QQ3 - 3.D0 / Q1
      s1 = s1 * dx2y2 * sdip
C
      s2 = 3.D0 * DLOG( Q1 ) + 2.D0 * dx3y3 / R
      s2 = s2 + 4.D0 * dx3y3 / Q + 4.D0 * y3x3 * dx3y3 / QQ3
      s2 = - s2 * cdip
C
      s3 = DLOG( Q1 ) - sdip * DLOG( QQ2 )
      s3 = s3 * 3.D0 / cdip
C
      s4 = cdip / Q - q2 * sdip / (Q * QQ2)
      s4 = s4 * 6.D0 * x3
C
      u1 = s1 + s2 + s3 + s4
      RETURN
      END
C
      FUNCION QUE COMPUTA LOS DESPLAZAMIENTOS HORIZONTALES
      PERPENDICULARES AL RUMBO DE LA FALLA
C
      REAL*8 FUNCTION u2 (y1, y)
      IMPLICIT REAL*8 (a-z)
      COMMON /xqrd/ x1, x2, x3, q2, q3, r2, r3, cdip, sdip
C
      s1 = 0.D0
      s2 = 0.D0
      s3 = 0.D0
C
      y2 = y * cdip
      y3 = y * sdip
      dx1y1 = x1 - y1
      dx2y2 = x2 - y2
      dx3y3 = x3 - y3
      sx3y3 = x3 + y3
      y3x3 = y3 * x3
      sq3y = q3 + y
      R = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + dx3y3 * dx3y3
      R = DSQRT( R )
      Q = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + sx3y3 * sx3y3
      Q = DSQRT( Q )
      h = q2 * q2 + sq3y * sq3y
      h = DSQRT(h)
      k = dx1y1 * dx1y1 + q2 * q2
      k = DSQRT(k)
C
      Q1 = Q + dx1y1
      R1 = R + dx1y1
      QQ1 = Q * Q1

```

```

RR1 = R * R1
QQ2 = 2.D0 * Q + dx1y1
QQ3 = Q * QQ1 * QQ1

C
s1 = 2.D0 / RR1 + 4.D0 / QQ1 - 4.D0 * y3x3 * QQ2 / QQ3
s1 = s1 * dx2y2 * dx2y2
s1 = s1 - DLOG( R1 ) + DLOG( Q1 ) + 4.D0 * y3x3 / QQ1
s1 = s1 + 3.D0 * dx1y1 / (Q + sx3y3)
s1 = s1 * sdip

C
s2 = 2.D0 * dx3y3 / RR1 + 4.D0 * dx3y3 / QQ1
s2 = s2 + 4.D0 * y3x3 * sx3y3 * QQ2 / QQ3
s2 = s2 * dx2y2
arg1 = dx1y1 * dx2y2
arg2 = (h + sx3y3) * (Q + h)
s2 = s2 + 6.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
arg1 = dx1y1 * (r3 - y)
arg2 = r2 * R
s2 = s2 - 3.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
arg1 = dx1y1 * sq3y
arg2 = q2 * Q
s2 = s2 + 6.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
s2 = - s2 * cdip

C
arg1 = (k - q2 * cdip) * (Q - k) + sq3y * k * sdip
arg2 = dx1y1 * sq3y * cdip
s3 = DATAN2(arg1, arg2) / cdip
arg1 = (sdip * sdip - cdip * cdip) * sq3y
arg1 = arg1 + 2.D0 * q2 * cdip * sdip
arg1 = arg1 / QQ1
arg2 = dx1y1 * sdip * sdip / (Q * (Q + sq3y))
s3 = s3 + x3 * (arg1 + arg2)
s3 = s3 * 6.D0

C
u2 = s1 + s2 + s3
RETURN
END

C
C
C
FUNCION QUE COMPUTA LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES

REAL*8 FUNCTION u3 (y1, y)
IMPLICIT REAL*8 (a-z)
COMMON /xqrd/ x1, x2, x3, q2, q3, r2, r3, cdip, sdip

C
s1 = 0.D0
s2 = 0.D0
s3 = 0.D0

C
y2 = y * cdip
y3 = y * sdip

```

```

dx1y1 = x1 - y1
dx2y2 = x2 - y2
dx3y3 = x3 - y3
sx3y3 = x3 + y3
y3x3 = y3 * x3
sq3y = q3 + y
R = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + dx3y3 * dx3y3
R = DSQRT( R )
Q = dx1y1 * dx1y1 + dx2y2 * dx2y2 + sx3y3 * sx3y3
Q = DSQRT( Q )
h = q2 * q2 + sq3y * sq3y
h = DSQRT(h)
k = dx1y1 * dx1y1 + q2 * q2
k = DSQRT(k)

C
Q1 = Q + dx1y1
R1 = R + dx1y1
QQ1 = Q * Q1
RR1 = R * R1
QQ2 = 2.D0 * Q + dx1y1
QQ3 = Q * QQ1 * QQ1

C
s1 = 2.D0 * dx3y3 / RR1 + 4.D0 * dx3y3 / QQ1
s1 = s1 - 4.D0 * y3x3 * sx3y3 * QQ2 / QQ3
s1 = s1 * dx2y2
  arg1 = dx1y1 * dx2y2
  arg2 = (h + sx3y3) * (Q + h)
s1 = s1 - 6.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
  arg1 = dx1y1 * (r3 - y)
  arg2 = r2 * R
s1 = s1 + 3.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
  arg1 = dx1y1 * sq3y
  arg2 = q2 * Q
s1 = s1 - 6.D0 * DATAN2(arg1, arg2)
s1 = s1 * sdip

C
s2 = DLOG( R1 ) - DLOG( Q1 ) - 2.D0 * dx3y3**2 / RR1
s2 = s2 - 4.D0 * (sx3y3**2 - y3x3) / QQ1
s2 = s2 - 4.D0 * y3x3 * sx3y3**2 * QQ2 / QQ3
s2 = s2 * cdip

C
s3 = 2.D0 * sq3y / QQ1 + dx1y1 / (Q * (Q + sq3y))
s3 = s3 * cdip * sdip
s3 = s3 - q2 * (sdip * sdip - cdip * cdip) / QQ1
S3 = s3 * 6.D0 * x3

C
u3 = s1 + s2 + s3
RETURN
END

```

A.2.5 Programa "ETSUN"

```

@      program etsun
c
c      Este programa permite estimar la energia de un
c      tsunami a partir del campo de desplazamientos verti-
c      cales superficiales. Dichos desplazamientos deben
c      estar almacenados en una grilla.
c      El fundamento del metodo se puede encontrar en:
c
c      Kajiura, K., 1981. Tsunami generation in relation to
c      parameters of the earthquake fault model.
c      Bull. Earthq. Res. Inst., 56: 415-440.
c
      implicit real*8 (a-h,o-z), integer (i-n)
      common  z(150,150)
c
      call lecpa(jmin, jmax, imin, imax, ny, nx, dx1, dx2)
      call et  (jmin, jmax, imin, imax, ny, nx, dx1, dx2)
      end
c
c
c
      subroutine lecpa (jmin, jmax, imin, imax, ny, nx, dx1, dx2)
c
c      Esta subrutina lee la grilla de los desplazamientos
c      verticales superficiales y sus parametros, y define los
c      nodos extremos, dentro de la grilla, correspondientes
c      a las coordenadas minimas y maximas que encierran el area
c      con la que se computara la energia del tsunami. El numero
c      de nodos debe ser impar, para que el numero de segmentos
c      entre ellos sea par. Esto se debe a que, para estimar la
c      energia del tsunami se debe integrar numericamente una
c      integral doble. El metodo utilizado es el de Simpson que
c      requiere un numero par de segmentos.
c
      implicit real*8 (a-h,o-z), integer (i-n)
      character sn*1, filein*70
      common  z(150,150)
c
      write (*, '(25(/))')
      write (*,*) ' Ingrese nombre de grilla con desplazamientos'
      read (*, '(a)') filein
      open (1, file = filein, status = 'old')
      read (1,*)
      read (1,*) nx2, nx1
      read (1,*) x2min, x2max
      read (1,*) x1min, x1max
      read (1,*)
      do 10 j = 1, nx1
         read (1,*) (z(i,j), i = 1, nx2)
         read (1,*)

```

```

10 continue
   close (1)
c
   write (*,20) x2min, x2max, xmin, xmax
20 format (////1x, 'x2min [km] = ', e13.6,
&          6x, 'x2max [km] = ', e13.6 /
&          1x, 'xmin [km] = ', e13.6,
&          6x, 'xmax [km] = ', e13.6 //
&          1x, 'Desea redefinir los extremos (s/n)?')
   read (*,'(a)') sn
30 if (sn .eq. 's' .or. sn .eq. 'S') then
   write (*,*) ' x2min [km] = ?'
   read (*,*) xmin
   write (*,*) ' x2max [km] = ?'
   read (*,*) xmax
   write (*,*) ' xmin [km] = ?'
   read (*,*) ymin
   write (*,*) ' xmax [km] = ?'
   read (*,*) ymax
end if
c
dx1 = (xmax - xmin) / float(nx1 - 1)
dx2 = (x2max - x2min) / float(nx2 - 1)
jmin = int((xmax - ymax) / dx1) + 1
jmax = nx1 - int((ymin - xmin) / dx1)
imin = int((xmin - x2max) / dx2) + 1
imax = nx2 - int((x2max - xmax) / dx2)
testy = jmax - jmin
testx = imax - imin
c
if (dmod(testy,2.d0) .ne. 0.d0) then
   write (*,*) ' Error, debe aumentar en un nodo de x1 la grilla'
   sn = 's'
   go to 30
end if
if (dmod(testx,2.d0) .ne. 0.d0) then
   write (*,*) ' Error, debe aumentar en un nodo de x2 la grilla'
   sn = 's'
   go to 30
end if
c
dx1 = dx1 * 1.d+3
dx2 = dx2 * 1.d+3
ny = jmax - jmin + 1
nx = imax - imin + 1
c
return
end
c
c

```



```

C      subroutine et (jmin, jmax, imin, imax, ny, nx, dx1, dx2)
C
C      Esta subrutina llama a la subrutina Simp con los
C      parametros necesarios para que efectue la integracion
C      numerica requerida en el computo de la energia de un
C      tsunami. Ademasa, entrega la estimacion de la energia
C      a traves de la pantalla.
C
      implicit real*8 (a-h,o-z), integer (i-n)
      real*8    x(150), s(150)
      common    z(150,150)
      data      ro/1027.d0/, g/9.8d0/
C
      l = 0
      do 20 j = jmin, jmax
        l = l + 1
        k = 0
        do 10 i = imin, imax
          k = k + 1
          x(k) = z(i,j) * z(i,j)
10      continue
        call simp (nx, dx2, x, s(l))
20      continue
C
      call simp (ny, dx1, s, Sz2ds)
C
      eett = 0.5d0 * ro * g * Sz2ds
      write (*,*) ' Et = ', eett, ' [J]'
C
      return
      end
C
C
C
      subroutine simp (nx, dx, y, Sydx)
C
C      Esta subrutina integra numericamente un
C      conjunto de valores equiespaciados, usando el
C      algoritmo de Simpson.
C
      implicit real*8 (a-h,o-z), integer (i-n)
      real*8    y(150)
C
      sum1 = y(1) + y(nx)
      sum2 = 0.d0
      sum4 = 0.d0
      do 10 i = 3, nx-2, 2
        sum2 = sum2 + y(i)
10      continue

```

```
      do 20 i = 2, nx-1, 2
        sum4 = sum4 + y(i)
20 continue
      Sydx = (sum1 + 2.d0 * sum2 + 4.d0 * sum4) * dx * (1.d0 / 3.d0)
c
      return
      end
```

A.3 EJEMPLOS DE SALIDAS DE ALGUNOS PROGRAMAS

A.3.1 Salida del programa "INTER2D"

```

21 16 -70.60001 -70.39999 -23.10001 -22.95000
471 447 414 386 357 340 330 317 303 287 264 248 229 218 206 194 184 173 155 134 120
449 419 379 367 342 323 307 274 270 255 240 227 213 202 190 178 166 158 142 126 114
379 351 331 309 291 272 257 242 231 223 216 203 192 182 173 162 152 138 128 119 110
344 328 304 280 264 242 224 209 198 190 181 174 168 161 153 144 134 121 115 112 106
293 281 261 244 228 211 191 178 166 159 152 149 145 143 133 123 113 110 105 104 101
258 242 224 221 199 183 165 149 138 131 128 128 124 121 112 105 100 98 96 93 91
222 204 189 177 166 155 141 123 110 105 105 107 106 105 100 98 92 92 88 88 85
189 172 161 152 141 131 118 100 91 77 77 90 94 93 92 90 86 84 81 80 79
165 148 136 127 118 108 98 88 74 72 56 76 85 83 83 83 81 76 75 72 72
141 127 117 108 97 86 79 71 63 65 53 65 72 73 75 75 72 70 68 64 63
123 108 98 88 77 63 64 65 63 58 49 58 63 68 66 69 65 63 61 57 55
105 89 80 72 59 53 61 60 57 52 42 51 55 58 58 60 57 56 54 50 47
97 78 65 58 44 53 55 54 51 46 38 43 47 49 50 50 50 49 46 42 37
82 66 47 37 46 48 49 47 45 42 38 33 39 41 42 43 41 40 37 33 33
81 64 45 38 43 44 42 42 40 38 36 32 29 34 32 34 31 30 32 34 36
71 54 28 34 36 37 38 37 37 35 33 31 29 31 31 32 33 34 35 35 36

```

A.3.2 Salida del programa "ENTRADA"

diagrama de refraccion inversa para IQUIQUE
 ubicacion geografica: 70.150 gra lon. w, 20.200 gra lat. s
 numero de rayos usados en el diagrama: 6
 TIEMPO DE VIAJE DEL TSUNAMI: 1500. (S)
 INCREMENTO DE TIEMPO USADO EN EL PROCESO: 20. (S)
 el periodo del tsunami es de: -9.(s)

significado del codigo de proceso "m":
 m=0 indica que se puede comenzar el proceso
 o que este finalizo normalmente
 m=1 indica interrupcion momentanea del proceso, el cual
 se puede continuar con informacion de una carta vecina
 m=2 indica interrupcion definitiva del proceso
 por haberse alcanzado la costa

rayo no. 1 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-10.000	0.000	0.000		

rayo no. 2 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-9.000	0.000	0.000		

rayo no. 3 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-8.000	0.000	0.000		

rayo no. 4 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-7.000	0.000	0.000		

rayo no. 5 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-6.000	0.000	0.000		

rayo no. 6 de 6
 hubo 0 iteraciones de un maximo de 40
 codigo de proceso: m=0

i	t	x	y	a	beta	curva
70.1500	20.2000	-5.000	0.000	0.000		

A.3.3 Salidas del programa "RAYOS"

A.3.3.1 Salida a través de la "Unidad 4"

diagrama de refraccion inversa para IQUIQUE
 ubicacion geografica: 70.150 gra lon. w, 20.200 gra lat s
 numero de rayos usados en el diagrama: 6
 tiempo de viaje del tsunami: 1500 segundos
 incremento de tiempo usado en el proceso: 20 segundos
 el periodo del tsunami es de: -9. segundos

significado del codigo de proceso 'm':

m=0 indica que se puede comenzar el proceso
 o que este finalizo normalmente
 m=1 indica interrupcion momentanea del proceso, el cual
 se puede continuar con informacion de una carta vecina
 m=2 indica interrupcion definitiva del proceso
 por haberse alcanzado la costa

rayo no. 1 de 6
 hubo 74 iteraciones de un maximo de 75
 codigo de proceso: m=1

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-10.000	6	7.668
1	20	70.1515	20.1998	-8.346	8	8.383
2	40	70.1532	20.1996	-6.661	10	9.185
3	60	70.1550	20.1994	-4.927	12	10.078
4	80	70.1570	20.1993	-3.124	14	11.067
5	100	70.1593	20.1992	-1.228	17	12.153
6	120	70.1617	20.1992	0.782	20	13.329
7	140	70.1644	20.1993	2.928	23	14.582
8	160	70.1673	20.1994	5.216	27	16.020
9	180	70.1705	20.1998	7.591	36	18.101
10	200	70.1742	20.2003	9.926	47	20.577
11	220	70.1783	20.2011	12.147	59	23.426
12	240	70.1830	20.2021	14.205	72	26.549
13	260	70.1881	20.2034	16.050	79	27.836
14	280	70.1933	20.2049	17.532	87	29.096
15	300	70.1987	20.2065	18.572	95	30.538
16	320	70.2044	20.2084	19.209	111	32.858
17	340	70.2106	20.2104	19.635	133	35.829
18	360	70.2174	20.2127	19.847	160	39.543
19	380	70.2250	20.2153	20.023	212	45.236
20	400	70.2337	20.2183	20.629	273	51.666
21	420	70.2435	20.2219	21.931	352	58.478
22	440	70.2544	20.2263	24.390	431	64.840
23	460	70.2661	20.2316	27.565	500	69.959
24	480	70.2781	20.2379	30.737	559	73.920
25	500	70.2904	20.2449	32.530	587	75.824

26	520	70.3026	20.2525	33.731	597	76.489
27	540	70.3148	20.2602	34.374	604	76.952
28	560	70.3269	20.2682	35.159	606	77.067
29	580	70.3389	20.2762	35.811	606	77.067
30	600	70.3508	20.2843	36.398	601	76.719
31	620	70.3627	20.2925	36.792	600	76.685
32	640	70.3744	20.3009	37.184	602	76.788
33	660	70.3861	20.3092	37.444	602	76.838
34	680	70.3978	20.3177	37.803	603	76.849
35	700	70.4094	20.3262	38.293	610	77.312
36	720	70.4210	20.3350	39.216	622	78.069
37	740	70.4327	20.3440	40.410	647	79.625
38	760	70.4443	20.3535	41.821	676	81.381
39	780	70.4560	20.3635	43.079	712	83.492
40	800	70.4677	20.3741	44.194	755	86.043
41	820	70.4796	20.3851	44.999	792	88.082
42	840	70.4916	20.3964	45.585	812	89.179
43	860	70.5036	20.4080	46.302	840	90.732
44	880	70.5156	20.4201	47.428	887	93.236
45	900	70.5278	20.4328	48.838	946	96.267
46	920	70.5399	20.4461	50.103	981	98.056
47	940	70.5519	20.4598	51.176	1001	99.041
48	960	70.5638	20.4738	52.083	1011	99.520
49	980	70.5754	20.4880	53.253	1023	100.111
50	1000	70.5866	20.5027	54.852	1026	100.254
51	1020	70.5975	20.5175	56.626	1021	100.041
52	1040	70.6078	20.5329	58.893	1065	102.145
53	1060	70.6177	20.5488	61.328	1050	101.410
54	1080	70.6265	20.5652	64.493	1116	104.527
55	1100	70.6349	20.5826	67.537	1174	107.280
56	1120	70.6424	20.6007	70.317	1207	108.746
57	1140	70.6489	20.6194	73.189	1220	109.322
58	1160	70.6545	20.6385	75.911	1271	111.571
59	1180	70.6594	20.6583	78.471	1339	114.507
60	1200	70.6633	20.6788	80.916	1388	116.611
61	1220	70.6665	20.6997	83.135	1429	118.334
62	1240	70.6688	20.7211	85.362	1501	121.269
63	1260	70.6702	20.7432	87.653	1573	124.140
64	1280	70.6707	20.7657	89.718	1616	125.824
65	1300	70.6704	20.7884	91.794	1663	127.640
66	1320	70.6691	20.8115	94.111	1718	129.732
67	1340	70.6668	20.8349	96.609	1751	130.993
68	1360	70.6633	20.8583	99.238	1767	131.567
69	1380	70.6586	20.8815	102.194	1762	131.397
70	1400	70.6526	20.9045	105.629	1761	131.359
71	1420	70.6450	20.9269	109.493	1734	130.316
72	1440	70.6359	20.9486	113.549	1677	128.172
73	1460	70.6253	20.9691	117.831	1589	124.740
74	1480	70.6135	20.9882	122.487	1478	120.287

-0.730711082761036335E-05 0.192812448695480500E-04 0.344681782861060919E-02

-0.860642546462160479E-05 0.184416944518864838E-04 0.364711434742160463E-02
 -0.978888516655656774E-05 0.173136832074517283E-04 0.382274762420082529E-02
 -0.108609634760526545E-04 0.159251153401268139E-04 0.440337710290274794E-02

rayo no. 2 de 6
 hubo 75 iteraciones de un maximo de 75
 codigo de proceso: m=0

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
(s)	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-9.000	6	7.668
1	20	70.1515	20.1998	-7.244	8	8.383
2	40	70.1532	20.1996	-5.439	10	9.182
3	60	70.1550	20.1995	-3.567	12	10.067
4	80	70.1570	20.1994	-1.604	14	11.041
5	100	70.1593	20.1994	0.471	17	12.099
6	120	70.1617	20.1994	2.682	19	13.232
7	140	70.1643	20.1996	5.046	22	14.418
8	160	70.1672	20.1999	7.570	26	15.749
9	180	70.1704	20.2004	10.174	35	17.938
10	200	70.1740	20.2011	12.679	46	20.456
11	220	70.1780	20.2020	15.072	58	23.222
12	240	70.1826	20.2032	17.339	71	26.214
13	260	70.1875	20.2048	19.423	78	27.657
14	280	70.1926	20.2066	21.151	86	28.932
15	300	70.1979	20.2085	22.449	95	30.403
16	320	70.2034	20.2107	23.363	110	32.653
17	340	70.2094	20.2132	24.112	132	35.720
18	360	70.2159	20.2160	24.758	159	39.452
19	380	70.2232	20.2192	25.478	209	44.887
20	400	70.2315	20.2230	26.860	266	50.956
21	420	70.2406	20.2275	28.938	335	57.111
22	440	70.2506	20.2330	31.725	402	62.785
23	460	70.2610	20.2394	34.936	457	66.813
24	480	70.2715	20.2468	38.477	503	70.141
25	500	70.2820	20.2551	41.631	555	73.728
26	520	70.2925	20.2643	44.237	574	74.975
27	540	70.3027	20.2739	46.071	587	75.848
28	560	70.3127	20.2838	47.557	590	76.040
29	580	70.3223	20.2940	48.935	581	75.480
30	600	70.3317	20.3043	50.368	574	75.016
31	620	70.3407	20.3148	51.851	566	74.450
32	640	70.3493	20.3254	53.560	556	73.806
33	660	70.3575	20.3362	55.471	552	73.559
34	680	70.3653	20.3472	57.511	555	73.722
35	700	70.3727	20.3585	59.676	550	73.432
36	720	70.3795	20.3700	61.901	549	73.355

37	740	70.3859	20.3818	64.169	550	73.388
38	760	70.3918	20.3938	66.532	550	73.370
39	780	70.3971	20.4060	68.878	557	73.877
40	800	70.4020	20.4186	71.209	566	74.497
41	820	70.4063	20.4314	73.500	575	75.034
42	840	70.4102	20.4444	75.633	584	75.668
43	860	70.4135	20.4577	77.699	593	76.207
44	880	70.4164	20.4712	79.662	599	76.622
45	900	70.4188	20.4848	81.530	604	76.940
46	920	70.4208	20.4986	83.465	606	77.076
47	940	70.4222	20.5124	85.471	607	77.131
48	960	70.4231	20.5262	87.290	604	76.921
49	980	70.4236	20.5400	88.904	596	76.428
50	1000	70.4237	20.5537	90.447	584	75.673
51	1020	70.4234	20.5672	92.296	567	74.508
52	1040	70.4225	20.5803	94.693	520	71.354
53	1060	70.4211	20.5927	96.997	462	67.205
54	1080	70.4195	20.6044	98.386	418	63.956
55	1100	70.4176	20.6156	99.011	399	62.504
56	1120	70.4157	20.6266	99.384	380	61.051
57	1140	70.4138	20.6372	99.906	349	58.429
58	1160	70.4119	20.6472	100.025	305	54.632
59	1180	70.4102	20.6566	99.481	270	51.405
60	1200	70.4086	20.6655	98.755	241	48.601
61	1220	70.4073	20.6740	97.919	229	47.396
62	1240	70.4061	20.6823	97.195	221	46.482
63	1260	70.4051	20.6906	96.525	217	46.090
64	1280	70.4041	20.6988	95.982	213	45.730
65	1300	70.4032	20.7071	95.563	228	47.239
66	1320	70.4023	20.7157	95.351	246	49.131
67	1340	70.4014	20.7247	95.459	276	51.907
68	1360	70.4004	20.7343	96.079	307	54.838
69	1380	70.3991	20.7443	97.199	336	57.380
70	1400	70.3976	20.7548	98.713	366	59.866
71	1420	70.3956	20.7656	100.371	397	62.346
72	1440	70.3933	20.7768	101.878	412	63.558
73	1460	70.3906	20.7880	103.027	421	64.234
74	1480	70.3877	20.7992	103.911	424	64.463
75	1500	70.3847	20.8105	104.727	418	63.988

rayo no. 3 de 6

hubo 75 iteraciones de un maximo de 75

codigo de proceso: m=0

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-8.000	6	7.668

1	20	70.1515	20.1998	-6.142	8	8.383
2	40	70.1532	20.1997	-4.219	10	9.178
3	60	70.1550	20.1996	-2.209	12	10.055
4	80	70.1571	20.1995	-0.090	14	11.012
5	100	70.1593	20.1996	2.162	16	12.043
6	120	70.1617	20.1997	4.568	19	13.132
7	140	70.1643	20.2000	7.147	21	14.251
8	160	70.1671	20.2004	9.872	25	15.681
9	180	70.1702	20.2010	12.611	35	17.893
10	200	70.1738	20.2018	15.261	46	20.362
11	220	70.1778	20.2029	17.813	57	23.048
12	240	70.1822	20.2043	20.262	69	25.916
13	260	70.1870	20.2061	22.562	77	27.479
14	280	70.1919	20.2081	24.527	85	28.758
15	300	70.1971	20.2104	26.084	94	30.242
16	320	70.2024	20.2129	27.282	108	32.377
17	340	70.2081	20.2158	28.347	130	35.482
18	360	70.2144	20.2190	29.495	159	39.336
19	380	70.2213	20.2228	30.953	204	44.374
20	400	70.2290	20.2273	33.067	259	50.108
21	420	70.2374	20.2327	35.835	319	55.810
22	440	70.2462	20.2390	39.085	374	60.431
23	460	70.2553	20.2464	42.569	420	64.100
24	480	70.2642	20.2546	46.219	450	66.378
25	500	70.2729	20.2636	49.939	484	68.768
26	520	70.2812	20.2735	53.586	514	70.919
27	540	70.2889	20.2841	57.364	522	71.506
28	560	70.2959	20.2951	60.874	516	71.080
29	580	70.3022	20.3064	64.203	503	70.199
30	600	70.3076	20.3178	67.434	485	68.905
31	620	70.3123	20.3292	70.413	462	67.281
32	640	70.3163	20.3406	73.107	440	65.659
33	660	70.3197	20.3518	75.436	419	64.073
34	680	70.3226	20.3629	77.211	405	63.012
35	700	70.3251	20.3739	78.428	399	62.531
36	720	70.3274	20.3849	79.347	395	62.208
37	740	70.3295	20.3959	80.200	393	62.026
38	760	70.3314	20.4069	81.471	387	61.580
39	780	70.3330	20.4178	83.075	380	61.027
40	800	70.3342	20.4287	85.109	373	60.424
41	820	70.3349	20.4395	87.554	365	59.816
42	840	70.3352	20.4502	90.314	357	59.172
43	860	70.3348	20.4607	93.363	349	58.500
44	880	70.3338	20.4712	96.700	340	57.702
45	900	70.3322	20.4813	100.225	327	56.599
46	920	70.3300	20.4912	103.797	310	55.085
47	940	70.3272	20.5005	107.369	292	53.345
48	960	70.3239	20.5095	110.850	273	51.630
49	980	70.3202	20.5179	114.138	254	49.800
50	1000	70.3161	20.5258	117.140	236	48.103

51	1020	70.3118	20.5333	119.694	226	47.030
52	1040	70.3072	20.5405	121.638	215	45.862
53	1060	70.3025	20.5474	123.027	206	44.972
54	1080	70.2978	20.5541	124.079	201	44.410
55	1100	70.2930	20.5606	124.989	197	43.916
56	1120	70.2881	20.5670	125.927	191	43.302
57	1140	70.2832	20.5732	126.977	183	42.326
58	1160	70.2784	20.5792	128.178	170	40.784
59	1180	70.2735	20.5848	129.532	157	39.144
60	1200	70.2688	20.5900	131.020	143	37.345
61	1220	70.2641	20.5949	132.640	129	35.438
62	1240	70.2596	20.5994	134.366	115	33.543
63	1260	70.2551	20.6035	136.203	106	32.081
64	1280	70.2507	20.6074	138.169	96	30.722
65	1300	70.2463	20.6109	140.242	88	29.218
66	1320	70.2420	20.6141	142.392	79	27.747
67	1340	70.2379	20.6170	144.605	71	26.352
68	1360	70.2338	20.6196	146.852	64	25.096
69	1380	70.2298	20.6219	149.092	58	23.758
70	1400	70.2259	20.6240	151.310	52	22.453
71	1420	70.2222	20.6258	153.496	47	21.196
72	1440	70.2187	20.6274	155.638	41	19.988
73	1460	70.2152	20.6288	157.745	36	18.762
74	1480	70.2120	20.6300	159.859	32	17.507
75	1500	70.2089	20.6310	161.990	28	16.325

rayo no. 4 de 6
hubo 75 iteraciones de un maximo de 75
codigo de proceso: m=0

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-7.000	6	7.668
1	20	70.1515	20.1998	-5.041	8	8.383
2	40	70.1532	20.1997	-3.000	10	9.174
3	60	70.1550	20.1997	-0.855	12	10.042
4	80	70.1571	20.1997	1.419	14	10.982
5	100	70.1593	20.1998	3.844	16	11.985
6	120	70.1616	20.2000	6.442	19	13.029
7	140	70.1642	20.2003	9.204	21	14.220
8	160	70.1670	20.2008	12.052	25	15.677
9	180	70.1701	20.2015	14.920	35	17.863
10	200	70.1737	20.2025	17.703	45	20.283
11	220	70.1776	20.2038	20.400	56	22.890
12	240	70.1819	20.2054	23.017	68	25.639
13	260	70.1865	20.2073	25.512	76	27.299
14	280	70.1913	20.2096	27.706	84	28.571

15	300	70.1962	20.2121	29.520	93	30.053
16	320	70.2014	20.2149	31.006	105	32.031
17	340	70.2068	20.2181	32.400	129	35.227
18	360	70.2128	20.2218	34.080	158	39.095
19	380	70.2193	20.2260	36.191	197	43.766
20	400	70.2263	20.2311	38.940	249	49.161
21	420	70.2338	20.2372	42.355	298	53.985
22	440	70.2415	20.2442	46.259	344	57.881
23	460	70.2491	20.2522	50.167	388	61.629
24	480	70.2566	20.2611	53.857	414	63.617
25	500	70.2635	20.2707	57.580	426	64.599
26	520	70.2698	20.2807	61.090	437	65.419
27	540	70.2756	20.2912	64.446	442	65.777
28	560	70.2807	20.3020	67.896	433	65.142
29	580	70.2850	20.3129	71.083	421	64.220
30	600	70.2887	20.3238	73.575	409	63.309
31	620	70.2919	20.3347	75.432	395	62.216
32	640	70.2947	20.3455	76.828	387	61.584
33	660	70.2973	20.3563	77.903	383	61.265
34	680	70.2997	20.3671	78.547	383	61.240
35	700	70.3020	20.3778	79.369	376	60.688
36	720	70.3038	20.3885	81.901	359	59.242
37	740	70.3051	20.3989	85.149	332	56.979
38	760	70.3057	20.4089	88.742	307	54.774
39	780	70.3056	20.4185	92.216	283	52.571
40	800	70.3049	20.4278	95.496	263	50.659
41	820	70.3038	20.4367	98.346	245	48.941
42	840	70.3023	20.4453	100.796	233	47.711
43	860	70.3004	20.4535	102.828	219	46.282
44	880	70.2983	20.4615	104.488	209	45.286
45	900	70.2961	20.4693	105.893	206	44.888
46	920	70.2936	20.4771	107.139	206	44.953
47	940	70.2910	20.4848	108.328	205	44.829
48	960	70.2882	20.4924	109.388	203	44.573
49	980	70.2853	20.4999	110.251	200	44.301
50	1000	70.2823	20.5073	111.075	197	43.918
51	1020	70.2792	20.5146	112.175	190	43.186
52	1040	70.2760	20.5217	113.631	184	42.494
53	1060	70.2727	20.5286	115.337	178	41.787
54	1080	70.2692	20.5353	117.304	172	40.990
55	1100	70.2655	20.5417	119.501	163	39.964
56	1120	70.2616	20.5478	121.851	152	38.580
57	1140	70.2577	20.5535	124.307	141	37.067
58	1160	70.2536	20.5588	126.840	129	35.480
59	1180	70.2495	20.5637	129.410	117	33.841
60	1200	70.2454	20.5682	131.982	105	31.899
61	1220	70.2413	20.5722	134.526	93	29.950
62	1240	70.2373	20.5759	137.013	81	28.104
63	1260	70.2334	20.5791	139.431	71	26.359
64	1280	70.2296	20.5820	141.778	62	24.490

65	1300	70.2260	20.5846	144.078	54	22.777
66	1320	70.2226	20.5868	146.355	47	21.210
67	1340	70.2192	20.5888	148.607	40	19.763
68	1360	70.2161	20.5906	150.825	35	18.404
69	1380	70.2131	20.5921	153.021	31	17.055
70	1400	70.2102	20.5933	155.203	27	15.790
71	1420	70.2076	20.5944	157.343	23	14.606
72	1440	70.2050	20.5954	159.418	20	13.499
73	1460	70.2027	20.5962	161.412	17	12.468
74	1480	70.2005	20.5968	163.310	14	11.507
75	1500	70.1985	20.5974	165.057	12	10.262

rayo no. 5 de 6
hubo 73 iteraciones de un maximo de 75
codigo de proceso: m=2

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-6.000	6	7.668
1	20	70.1515	20.1999	-3.941	8	8.382
2	40	70.1532	20.1998	-1.783	10	9.169
3	60	70.1550	20.1998	0.496	12	10.027
4	80	70.1571	20.1998	2.922	14	10.950
5	100	70.1592	20.2000	5.517	16	11.924
6	120	70.1616	20.2003	8.282	19	12.993
7	140	70.1642	20.2007	11.168	21	14.205
8	160	70.1670	20.2013	14.144	25	15.674
9	180	70.1700	20.2021	17.131	35	17.832
10	200	70.1735	20.2032	20.043	45	20.202
11	220	70.1773	20.2046	22.881	55	22.729
12	240	70.1815	20.2064	25.653	67	25.363
13	260	70.1860	20.2085	28.333	75	27.107
14	280	70.1906	20.2110	30.750	83	28.363
15	300	70.1954	20.2137	32.822	91	29.827
16	320	70.2003	20.2168	34.600	102	31.618
17	340	70.2054	20.2202	36.322	126	34.932
18	360	70.2110	20.2243	38.500	155	38.719
19	380	70.2171	20.2290	41.168	190	43.052
20	400	70.2234	20.2345	44.484	236	47.883
21	420	70.2300	20.2410	48.428	275	51.788
22	440	70.2365	20.2485	52.908	313	55.253
23	460	70.2427	20.2569	57.524	347	58.137
24	480	70.2485	20.2661	61.752	379	60.878
25	500	70.2538	20.2760	65.690	396	62.283
26	520	70.2583	20.2864	69.550	396	62.262
27	540	70.2621	20.2970	72.963	385	61.382
28	560	70.2652	20.3076	75.760	381	61.080

29	580	70.2679	20.3182	77.882	381	61.084
30	600	70.2702	20.3291	79.739	386	61.465
31	620	70.2721	20.3399	81.906	377	60.771
32	640	70.2734	20.3507	84.630	364	59.725
33	660	70.2742	20.3612	88.018	341	57.680
34	680	70.2742	20.3714	91.853	308	54.734
35	700	70.2735	20.3808	95.391	264	50.696
36	720	70.2724	20.3897	98.129	244	48.777
37	740	70.2709	20.3982	100.036	235	48.011
38	760	70.2692	20.4067	101.391	231	47.543
39	780	70.2673	20.4150	102.583	227	47.206
40	800	70.2653	20.4232	103.857	218	46.167
41	820	70.2631	20.4311	105.598	205	44.751
42	840	70.2607	20.4387	107.694	191	43.241
43	860	70.2580	20.4459	109.978	178	41.753
44	880	70.2552	20.4528	112.394	167	40.367
45	900	70.2521	20.4594	114.916	155	38.979
46	920	70.2489	20.4655	117.522	144	37.483
47	940	70.2455	20.4713	120.177	135	36.284
48	960	70.2419	20.4768	122.873	126	35.011
49	980	70.2382	20.4819	125.577	116	33.603
50	1000	70.2344	20.4866	128.253	106	32.164
51	1020	70.2306	20.4910	130.894	96	30.617
52	1040	70.2267	20.4950	133.481	87	28.963
53	1060	70.2229	20.4986	135.956	77	27.252
54	1080	70.2192	20.5018	138.293	67	25.478
55	1100	70.2156	20.5047	140.505	58	23.673
56	1120	70.2122	20.5072	142.612	50	21.817
57	1140	70.2090	20.5094	144.595	43	20.004
58	1160	70.2060	20.5114	146.433	36	18.258
59	1180	70.2031	20.5131	148.114	29	16.600
60	1200	70.2005	20.5145	149.633	23	15.041
61	1220	70.1982	20.5158	150.945	19	13.431
62	1240	70.1960	20.5169	151.973	16	11.937
63	1260	70.1941	20.5178	152.764	14	10.611
64	1280	70.1924	20.5187	153.395	12	9.410
65	1300	70.1909	20.5194	153.878	10	8.330
66	1320	70.1895	20.5200	154.235	8	7.362
67	1340	70.1883	20.5205	154.486	7	6.497
68	1360	70.1873	20.5210	154.648	6	5.727
69	1380	70.1863	20.5214	154.736	5	5.044
70	1400	70.1855	20.5218	154.764	4	4.438
71	1420	70.1848	20.5221	154.742	3	3.902
72	1440	70.1841	20.5224	154.679	2	3.428
73	1460	70.1836	20.5226	154.584	2	3.010

rayo no. 6 de 6
hubo 75 iteraciones de un maximo de 75

Codigo de proceso: 44V

i	t	longitud	latitud	angulo	h	c
	(s)	oeste	sur	r/w	(m)	(m/s)
0	0	70.1500	20.2000	-5.000	6	7.668
1	20	70.1515	20.1999	-2.841	8	8.381
2	40	70.1532	20.1999	-0.568	10	9.163
3	60	70.1550	20.1999	1.843	12	10.012
4	80	70.1570	20.2000	4.418	14	10.917
5	100	70.1592	20.2002	7.166	16	11.884
6	120	70.1616	20.2005	10.057	19	12.959
7	140	70.1641	20.2010	13.072	21	14.186
8	160	70.1669	20.2017	16.168	25	15.664
9	180	70.1699	20.2026	19.274	34	17.792
10	200	70.1733	20.2038	22.312	44	20.109
11	220	70.1771	20.2054	25.288	55	22.557
12	240	70.1811	20.2073	28.212	65	25.077
13	260	70.1855	20.2096	31.067	74	26.899
14	280	70.1899	20.2123	33.705	81	28.128
15	300	70.1945	20.2152	36.034	90	29.560
16	320	70.1991	20.2185	38.141	101	31.475
17	340	70.2040	20.2223	40.262	124	34.573
18	360	70.2092	20.2266	42.864	152	38.231
19	380	70.2147	20.2317	46.040	184	42.361
20	400	70.2204	20.2376	49.855	219	46.163
21	420	70.2261	20.2444	54.192	253	49.527
22	440	70.2315	20.2520	59.048	282	52.452
23	460	70.2363	20.2605	64.232	305	54.587
24	480	70.2405	20.2697	69.262	326	56.370
25	500	70.2440	20.2794	74.065	344	57.885
26	520	70.2466	20.2896	78.736	350	58.413
27	540	70.2483	20.3000	83.215	343	57.907
28	560	70.2492	20.3103	87.656	338	57.530
29	580	70.2492	20.3206	92.285	323	56.217
30	600	70.2484	20.3304	97.039	297	53.841
31	620	70.2467	20.3397	101.655	261	50.413
32	640	70.2445	20.3482	105.714	228	47.267
33	660	70.2419	20.3562	109.289	214	45.774
34	680	70.2388	20.3638	112.630	203	44.531
35	700	70.2353	20.3709	115.987	190	43.119
36	720	70.2315	20.3776	119.581	169	40.586
37	740	70.2276	20.3836	123.533	145	37.365
38	760	70.2236	20.3888	127.616	123	34.457
39	780	70.2196	20.3934	131.586	105	31.820
40	800	70.2155	20.3974	135.417	89	29.432
41	820	70.2115	20.4009	139.130	78	27.344
42	840	70.2076	20.4039	142.786	68	25.418
43	860	70.2038	20.4064	146.408	58	23.585
44	880	70.2001	20.4086	149.968	49	21.845

46	920	70.1934	20.4118	156.410	34	17.303
47	940	70.1905	20.4129	159.186	27	15.320
48	960	70.1879	20.4137	161.704	21	13.529
49	980	70.1856	20.4144	163.974	16	11.923
50	1000	70.1835	20.4149	166.012	11	10.492
51	1020	70.1816	20.4153	167.789	10	9.354
52	1040	70.1800	20.4157	169.255	9	8.332
53	1060	70.1785	20.4159	170.484	8	7.410
54	1080	70.1772	20.4161	171.525	7	6.582
55	1100	70.1760	20.4163	172.412	6	5.842
56	1120	70.1749	20.4164	173.174	5	5.183
57	1140	70.1740	20.4165	173.833	5	4.595
58	1160	70.1732	20.4166	174.407	4	4.073
59	1180	70.1725	20.4166	174.909	4	3.609
60	1200	70.1718	20.4167	175.353	3	3.199
61	1220	70.1712	20.4167	175.747	3	2.845
62	1240	70.1707	20.4167	176.100	3	2.530
63	1260	70.1703	20.4168	176.419	2	2.250
64	1280	70.1698	20.4168	176.708	2	2.001
65	1300	70.1695	20.4168	176.970	2	1.779
66	1320	70.1692	20.4168	177.208	2	1.582
67	1340	70.1689	20.4168	177.426	1	1.406
68	1360	70.1686	20.4169	177.625	1	1.250
69	1380	70.1684	20.4169	177.808	1	1.111
70	1400	70.1682	20.4169	177.977	1	0.987
71	1420	70.1680	20.4169	178.132	1	0.877
72	1440	70.1679	20.4169	178.276	1	0.779
73	1460	70.1677	20.4169	178.408	1	0.693
74	1480	70.1676	20.4169	178.531	1	0.615
75	1500	70.1675	20.4169	178.645	1	0.547

A.3.3.2 Salida a través de la "Unidad 11"

74	75	1	6
-70.15000	-20.20000	-10.0000	
-70.15152	-20.19977	-8.3462	
-70.15318	-20.19956	-6.6615	
-70.15502	-20.19939	-4.9275	
-70.15704	-20.19926	-3.1237	
-70.15926	-20.19918	-1.2279	
-70.16170	-20.19917	0.7824	
-70.16437	-20.19925	2.9280	
-70.16729	-20.19945	5.2156	
-70.17053	-20.19979	7.5908	
-70.17419	-20.20032	9.9263	
-70.17832	-20.20108	12.1466	
-70.18298	-20.20210	14.2050	
-70.18805	-20.20340	16.0504	
-70.19326	-20.20487	17.5319	
-70.19869	-20.20654	18.5716	
-70.20442	-20.20838	19.2085	
-70.21061	-20.21044	19.6353	
-70.21740	-20.21272	19.8468	
-70.22500	-20.21530	20.0233	
-70.23371	-20.21833	20.6290	
-70.24355	-20.22190	21.9307	
-70.25442	-20.22629	24.3899	
-70.26607	-20.23157	27.5648	
-70.27809	-20.23794	30.7366	
-70.29040	-20.24494	32.5295	
-70.30257	-20.25252	33.7315	
-70.31478	-20.26021	34.3744	
-70.32688	-20.26816	35.1587	
-70.33893	-20.27617	35.8114	
-70.35083	-20.28434	36.3983	
-70.36265	-20.29254	36.7924	
-70.37438	-20.30087	37.1838	
-70.38612	-20.30923	37.4436	
-70.39778	-20.31768	37.8032	
-70.40943	-20.32619	38.2925	
-70.42103	-20.33496	39.2161	
-70.43266	-20.34400	40.4099	
-70.44428	-20.35354	41.8209	
-70.45596	-20.36353	43.0789	
-70.46770	-20.37406	44.1941	
-70.47961	-20.38506	44.9992	
-70.49159	-20.39640	45.5853	
-70.50358	-20.40802	46.3025	
-70.51563	-20.42008	47.4285	
-70.52776	-20.43277	48.8384	
-70.53992	-20.44606	50.1025	
-70.55191	-20.45978	51.1756	
-70.56376	-20.47378	52.0830	

-70.57538	-20.48805	53.2533
-70.58664	-20.50266	54.8515
-70.59755	-20.51751	56.6255
-70.60780	-20.53288	58.8934
-70.61769	-20.54876	61.3281
-70.62654	-20.56519	64.4926
-70.63487	-20.58261	67.5367
-70.64238	-20.60074	70.3173
-70.64888	-20.61939	73.1890
-70.65453	-20.63849	75.9112
-70.65935	-20.65831	78.4714
-70.66330	-20.67879	80.9163
-70.66645	-20.69971	83.1353
-70.66875	-20.72112	85.3616
-70.67015	-20.74316	87.6531
-70.67075	-20.76565	89.7177
-70.67042	-20.78843	91.7942
-70.66913	-20.81154	94.1115
-70.66679	-20.83490	96.6086
-70.66334	-20.85830	99.2382
-70.65863	-20.88154	102.1939
-70.65257	-20.90447	105.6285
-70.64496	-20.92692	109.4928
-70.63586	-20.94857	113.5493
-70.62530	-20.96908	117.8314
-70.61348	-20.98816	122.4871
75	75	2
6		
-70.15000	-20.20000	-9.0000
-70.15152	-20.19980	-7.2438
-70.15319	-20.19962	-5.4394
-70.15503	-20.19949	-3.5668
-70.15705	-20.19940	-1.6043
-70.15926	-20.19938	0.4710
-70.16169	-20.19944	2.6815
-70.16433	-20.19961	5.0461
-70.16720	-20.19991	7.5699
-70.17037	-20.20038	10.1744
-70.17398	-20.20106	12.6792
-70.17804	-20.20200	15.0721
-70.18258	-20.20325	17.3387
-70.18752	-20.20479	19.4233
-70.19259	-20.20655	21.1514
-70.19786	-20.20854	22.4490
-70.20341	-20.21074	23.3626
-70.20940	-20.21321	24.1123
-70.21595	-20.21601	24.7584
-70.22323	-20.21920	25.4778
-70.23148	-20.22301	26.8599
-70.24064	-20.22755	28.9379
-70.25056	-20.23300	31.7253

-70.26099	-20.23940	34.9357
-70.27149	-20.24679	38.4770
-70.28205	-20.25508	41.6311
-70.29250	-20.26426	44.2373
-70.30270	-20.27386	46.0712
-70.31265	-20.28385	47.5568
-70.32234	-20.29402	48.9351
-70.33167	-20.30433	50.3683
-70.34068	-20.31479	51.8509
-70.34929	-20.32540	53.5599
-70.35749	-20.33618	55.4705
-70.36529	-20.34721	57.5112
-70.37266	-20.35851	59.6762
-70.37952	-20.37003	61.9014
-70.38591	-20.38178	64.1690
-70.39178	-20.39378	66.5317
-70.39714	-20.40602	68.8780
-70.40200	-20.41856	71.2085
-70.40634	-20.43138	73.5003
-70.41019	-20.44444	75.6330
-70.41354	-20.45773	77.6992
-70.41642	-20.47121	79.6623
-70.41884	-20.48484	81.5298
-70.42077	-20.49857	83.4646
-70.42218	-20.51237	85.4711
-70.42313	-20.52620	87.2904
-70.42361	-20.53999	88.9038
-70.42370	-20.55367	90.4468
-70.42336	-20.56718	92.2964
-70.42249	-20.58031	94.6927
-70.42113	-20.59272	96.9974
-70.41947	-20.60438	98.3862
-70.41761	-20.61558	99.0114
-70.41571	-20.62656	99.3840
-70.41375	-20.63718	99.9061
-70.41187	-20.64721	100.0255
-70.41018	-20.65659	99.4806
-70.40862	-20.66546	98.7547
-70.40730	-20.67397	97.9190
-70.40610	-20.68234	97.1952
-70.40505	-20.69060	96.5246
-70.40409	-20.69881	95.9819
-70.40320	-20.70709	95.5633
-70.40232	-20.71572	95.3508
-70.40141	-20.72475	95.4592
-70.40038	-20.73430	96.0794
-70.39914	-20.74434	97.1986
-70.39758	-20.75478	98.7131
-70.39564	-20.76562	100.3708
-70.39329	-20.77675	101.8784

-70.39065	-20.78798	103.0269
-70.38773	-20.79923	103.9112
-70.38473	-20.81045	104.7267
75	75	3 6
-70.15000	-20.20000	-8.0000
-70.15153	-20.19982	-6.1421
-70.15320	-20.19968	-4.2189
-70.15504	-20.19958	-2.2092
-70.15706	-20.19955	-0.0901
-70.15926	-20.19958	2.1618
-70.16167	-20.19972	4.5684
-70.16428	-20.19997	7.1470
-70.16711	-20.20037	9.8721
-70.17025	-20.20095	12.6114
-70.17381	-20.20178	15.2611
-70.17779	-20.20290	17.8129
-70.18222	-20.20433	20.2624
-70.18701	-20.20610	22.5621
-70.19195	-20.20812	24.5275
-70.19705	-20.21039	26.0839
-70.20240	-20.21291	27.2822
-70.20813	-20.21576	28.3470
-70.21440	-20.21901	29.4952
-70.22131	-20.22278	30.9531
-70.22899	-20.22728	33.0674
-70.23737	-20.23267	35.8346
-70.24623	-20.23904	39.0855
-70.25528	-20.24636	42.5692
-70.26423	-20.25458	46.2186
-70.27286	-20.26363	49.9385
-70.28117	-20.27348	53.5858
-70.28890	-20.28408	57.3640
-70.29594	-20.29508	60.8737
-70.30218	-20.30636	64.2027
-70.30763	-20.31778	67.4336
-70.31234	-20.32921	70.4135
-70.31632	-20.34056	73.1070
-70.31968	-20.35179	75.4364
-70.32255	-20.36288	77.2111
-70.32510	-20.37391	78.4281
-70.32738	-20.38492	79.3468
-70.32952	-20.39591	80.1995
-70.33139	-20.40689	81.4707
-70.33300	-20.41782	83.0753
-70.33420	-20.42868	85.1090
-70.33494	-20.43947	87.5541
-70.33516	-20.45017	90.3138
-70.33481	-20.46074	93.3625
-70.33383	-20.47115	96.6997
-70.33222	-20.48132	100.2249

-70.32999	-20.49115	103.7967
-70.32719	-20.50055	107.3691
-70.32390	-20.50946	110.8499
-70.32017	-20.51789	114.1381
-70.31610	-20.52582	117.1405
-70.31175	-20.53333	119.6942
-70.30720	-20.54052	121.6381
-70.30253	-20.54742	123.0265
-70.29778	-20.55411	124.0786
-70.29297	-20.56065	124.9885
-70.28811	-20.56704	125.9268
-70.28322	-20.57324	126.9769
-70.27835	-20.57917	128.1783
-70.27354	-20.58477	129.5318
-70.26879	-20.59002	131.0195
-70.26412	-20.59490	132.6400
-70.25957	-20.59940	134.3664
-70.25509	-20.60355	136.2035
-70.25067	-20.60739	138.1689
-70.24631	-20.61091	140.2420
-70.24204	-20.61412	142.3916
-70.23786	-20.61701	144.6050
-70.23378	-20.61961	146.8524
-70.22980	-20.62195	149.0921
-70.22595	-20.62401	151.3099
-70.22223	-20.62583	153.4956
-70.21866	-20.62742	155.6383
-70.21524	-20.62880	157.7454
-70.21199	-20.62998	159.8590
-70.20892	-20.63097	161.9901
75	75	4 6
-70.15000	-20.20000	-7.0000
-70.15153	-20.19985	-5.0410
-70.15321	-20.19974	-3.0001
-70.15504	-20.19968	-0.8548
-70.15706	-20.19969	1.4187
-70.15925	-20.19979	3.8440
-70.16164	-20.19999	6.4424
-70.16422	-20.20032	9.2036
-70.16703	-20.20082	12.0520
-70.17014	-20.20152	14.9196
-70.17365	-20.20248	17.7026
-70.17756	-20.20375	20.4004
-70.18188	-20.20537	23.0166
-70.18652	-20.20734	25.5123
-70.19131	-20.20959	27.7060
-70.19623	-20.21211	29.5198
-70.20136	-20.21492	31.0060
-70.20682	-20.21809	32.4001
-70.21277	-20.22176	34.0801

-70.21926	-20.22603	36.1911
-70.22631	-20.23112	38.9402
-70.23383	-20.23717	42.3546
-70.24151	-20.24420	46.2593
-70.24914	-20.25221	50.1670
-70.25657	-20.26111	53.8572
-70.26347	-20.27066	57.5796
-70.26982	-20.28071	61.0902
-70.27559	-20.29120	64.4459
-70.28065	-20.30199	67.8962
-70.28499	-20.31289	71.0829
-70.28871	-20.32381	73.5754
-70.29191	-20.33470	75.4316
-70.29475	-20.34550	76.8282
-70.29731	-20.35628	77.9029
-70.29970	-20.36706	78.5475
-70.30203	-20.37782	79.3688
-70.30379	-20.38849	81.9006
-70.30514	-20.39887	85.1490
-70.30570	-20.40890	88.7420
-70.30563	-20.41855	92.2164
-70.30495	-20.42780	95.4958
-70.30380	-20.43669	98.3461
-70.30225	-20.44525	100.7962
-70.30040	-20.45353	102.8277
-70.29832	-20.46152	104.4881
-70.29605	-20.46934	105.8929
-70.29361	-20.47708	107.1389
-70.29097	-20.48477	108.3276
-70.28820	-20.49238	109.3879
-70.28531	-20.49990	110.2510
-70.28232	-20.50733	111.0750
-70.27923	-20.51461	112.1750
-70.27603	-20.52171	113.6307
-70.27269	-20.52861	115.3374
-70.26917	-20.53529	117.3039
-70.26547	-20.54169	119.5013
-70.26162	-20.54777	121.8505
-70.25766	-20.55348	124.3074
-70.25360	-20.55878	126.8403
-70.24949	-20.56369	129.4098
-70.24537	-20.56818	131.9822
-70.24131	-20.57223	134.5257
-70.23731	-20.57587	137.0132
-70.23341	-20.57913	139.4308
-70.22964	-20.58203	141.7781
-70.22602	-20.58459	144.0783
-70.22255	-20.58685	146.3551
-70.21923	-20.58883	148.6066
-70.21607	-20.59056	150.8247

-70.21306	-20.59206	153.0209
-70.21023	-20.59335	155.2034
-70.20756	-20.59445	157.3429
-70.20505	-20.59538	159.4180
-70.20270	-20.59616	161.4117
-70.20050	-20.59682	163.3096
-70.19849	-20.59735	165.0566
73	75	5 6
-70.15000	-20.20000	-6.0000
-70.15153	-20.19988	-3.9406
-70.15321	-20.19980	-1.7832
-70.15505	-20.19978	0.4961
-70.15706	-20.19983	2.9216
-70.15924	-20.19999	5.5170
-70.16161	-20.20025	8.2822
-70.16417	-20.20067	11.1684
-70.16696	-20.20126	14.1440
-70.17004	-20.20207	17.1314
-70.17349	-20.20316	20.0428
-70.17732	-20.20457	22.8807
-70.18152	-20.20635	25.6535
-70.18602	-20.20851	28.3328
-70.19064	-20.21097	30.7503
-70.19537	-20.21372	32.8215
-70.20026	-20.21679	34.5999
-70.20543	-20.22024	36.3215
-70.21104	-20.22427	38.4997
-70.21705	-20.22897	41.1683
-70.22344	-20.23452	44.4844
-70.23004	-20.24103	48.4275
-70.23654	-20.24847	52.9080
-70.24274	-20.25686	57.5238
-70.24851	-20.26609	61.7522
-70.25375	-20.27604	65.6900
-70.25828	-20.28643	69.5503
-70.26210	-20.29696	72.9632
-70.26524	-20.30755	75.7601
-70.26791	-20.31825	77.8821
-70.27019	-20.32905	79.7391
-70.27206	-20.33993	81.9063
-70.27342	-20.35069	84.6300
-70.27416	-20.36124	88.0182
-70.27417	-20.37136	91.8529
-70.27354	-20.38084	95.3908
-70.27242	-20.38967	98.1295
-70.27094	-20.39825	100.0358
-70.26923	-20.40669	101.3906
-70.26733	-20.41502	102.5827
-70.26530	-20.42322	103.8573
-70.26307	-20.43113	105.5983

-70.26066	-20.43871	107.6937
-70.25803	-20.44594	109.9777
-70.25519	-20.45283	112.3942
-70.25213	-20.45936	114.9158
-70.24889	-20.46554	117.5224
-70.24548	-20.47134	120.1766
-70.24190	-20.47681	122.8734
-70.23820	-20.48191	125.5772
-70.23441	-20.48664	128.2528
-70.23056	-20.49099	130.8942
-70.22672	-20.49496	133.4807
-70.22293	-20.49856	135.9563
-70.21922	-20.50178	138.2929
-70.21563	-20.50466	140.5046
-70.21221	-20.50720	142.6121
-70.20898	-20.50944	144.5954
-70.20595	-20.51138	146.4331
-70.20314	-20.51308	148.1140
-70.20054	-20.51455	149.6328
-70.19816	-20.51582	150.9449
-70.19603	-20.51691	151.9725
-70.19411	-20.51784	152.7645
-70.19240	-20.51866	153.3948
-70.19087	-20.51937	153.8780
-70.18952	-20.51998	154.2348
-70.18832	-20.52052	154.4857
-70.18726	-20.52099	154.6479
-70.18633	-20.52141	154.7363
-70.18551	-20.52177	154.7639
-70.18478	-20.52209	154.7417
-70.18415	-20.52237	154.6792
-70.18359	-20.52262	154.5844
75	75	6
-70.15000	-20.20000	-5.0000
-70.15153	-20.19990	-2.8411
-70.15321	-20.19985	-0.5681
-70.15505	-20.19987	1.8433
-70.15705	-20.19998	4.4183
-70.15922	-20.20018	7.1655
-70.16157	-20.20052	10.0566
-70.16412	-20.20101	13.0715
-70.16688	-20.20169	16.1681
-70.16992	-20.20260	19.2740
-70.17332	-20.20381	22.3124
-70.17705	-20.20536	25.2880
-70.18113	-20.20729	28.2117
-70.18547	-20.20961	31.0668
-70.18993	-20.21227	33.7052
-70.19445	-20.21523	36.0339
-70.19911	-20.21854	38.1405

-70.20400	-20.22227	40.2623
-70.20921	-20.22662	42.8638
-70.21472	-20.23169	46.0399
-70.22042	-20.23760	49.8551
-70.22607	-20.24438	54.1918
-70.23145	-20.25204	59.0481
-70.23632	-20.26053	64.2317
-70.24053	-20.26969	69.2619
-70.24397	-20.27945	74.0655
-70.24658	-20.28963	78.7356
-70.24834	-20.29997	83.2150
-70.24922	-20.31031	87.6560
-70.24922	-20.32056	92.2855
-70.24837	-20.33044	97.0392
-70.24674	-20.33970	101.6549
-70.24453	-20.34822	105.7143
-70.24185	-20.35617	109.2891
-70.23875	-20.36375	112.6296
-70.23529	-20.37094	115.9870
-70.23155	-20.37762	119.5807
-70.22763	-20.38360	123.5333
-70.22363	-20.38885	127.6158
-70.21959	-20.39344	131.5856
-70.21554	-20.39743	135.4174
-70.21155	-20.40089	139.1296
-70.20762	-20.40388	142.7860
-70.20379	-20.40643	146.4080
-70.20009	-20.40859	149.9675
-70.19658	-20.41036	153.3550
-70.19339	-20.41176	156.4100
-70.19050	-20.41287	159.1858
-70.18790	-20.41374	161.7036
-70.18557	-20.41441	163.9739
-70.18349	-20.41493	166.0119
-70.18164	-20.41533	167.7891
-70.17998	-20.41565	169.2548
-70.17849	-20.41590	170.4835
-70.17717	-20.41610	171.5246
-70.17599	-20.41625	172.4119
-70.17494	-20.41638	173.1739
-70.17401	-20.41647	173.8329
-70.17318	-20.41655	174.4067
-70.17245	-20.41662	174.9095
-70.17180	-20.41667	175.3527
-70.17122	-20.41671	175.7466
-70.17071	-20.41675	176.1005
-70.17025	-20.41678	176.4193
-70.16985	-20.41680	176.7077
-70.16948	-20.41682	176.9695
-70.16916	-20.41683	177.2079

-70.16888	-20.41684	177.4258
-70.16862	-20.41686	177.6252
-70.16840	-20.41686	177.8083
-70.16819	-20.41687	177.9768
-70.16802	-20.41688	178.1321
-70.16786	-20.41688	178.2756
-70.16772	-20.41688	178.4083
-70.16759	-20.41689	178.5312
-70.16748	-20.41689	178.6453